

DIMITRIJ ANDRUSOV, ERVÍN SCHEIBNER*

PREHLAD SÚČASNÉHO STAVU POZNATKOV O GEOLÓGII BRADLOVÉHO PÁSM MEDZI VLÁROU A TVRDOŠÍNOM

ОБЗОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗНАНИЙ О СТРОЕНИИ
КЛИППОВОЙ ЗОНЫ МЕЖДУ Р. ВЛАРА И Г. ТВРДОШИИ

(Príl. 1—2, anglické resumé)

I. ÚVOD

Spolu s kolektívom pracovníkov Geologického laboratória SAV a Katedry geológie a paleontológie PF UK v Bratislave (K. Borza, O. Jendrejáková, V. Scheibnerová) boli sme poverení prípravou podkladov pre zostavenie geologickej mapy bradlového pásma v mierke 1 : 200 000 na listoch Žilina a B. Bystrica a zostavením vysvetliviek k tejto mape.

Text vysvetliviek uvedených máp, ktorý sme predložili redaktorovi dr. M. Maheľovi, bol pojatý do celkového textu vysvetliviek k uvedeným listom, avšak len čiastočne. V plnom rozsahu bola prevzatá len stratigrafická časť. Za dôležité však pokladáme aj kapitoly o tektonickej stavbe a geologickom vývine bradlového pásma. Keďže nové výskumy priniesli mnoho závažných faktov, ktoré v literatúre ešte neboli uvedené, alebo boli len zbežne ocenené (D. Andrusov 1959), pokladáme za potrebné podať tu v krátkej súbornej forme výsledky nášho 3 ročného bádania, ktoré doplnili a opravili staršie práce, najmä práce D. Andrusova (1938, 1945) o bradlovom pásme. Podrobnejší opis územia bradlového pásma, ktoré novo zmapoval E. Scheibner, bude uverejnený osobitne, ako aj výsledky mikropaleontologického výskumu V. Scheibnerovej (1961) a výsledky práce A. Bégana medzi Vlárrou a Púchovom.

Bradlové pásmo na liste Žilina začína sa západne od Trenčína, tiahne sa uhlopriečne cez územie listu a v jeho severovýchodnej časti pri Belej prechádza na územie listu B. Bystrica, kde pokračuje v severnej časti územia a pri Trstenej končí pod neogénom Oravskej panvy.

Bradlové pásmo na liste Žilina má mimoriadnu šírku. V úseku medzi Púcho-

* Dr. D. Andrusov, Geologické laboratórium SAV, Bratislava, ul. Obrancov mieru 41. Prom. geol. E. Scheibner, Katedra geológie a paleontológie PF UK, Bratislava, Gottwaldovo nám. 2.

vom a Pov. Bystricou šírka celého pásma včítane prvkov bradlového pásma obklopeného paleogénom je 18–20 km. V ostatnej časti šírka nepresahuje 8 až 10 km.

Morfologicky na liste Žilina severozápadné a severné prvky bradlového pásma patria Bielym Karpatom a Javorníkom, vo východnej časti Kysuckej vrchovine; južné prvky zas Strážovskej hornatine. Na liste B. Bystrica severozápadné prvky patria Kysuckej vrchovine a Oravskej Magure, južné a východné Oravskej vrchovine.

Antiklinálny, alebo skôr antiklinoriálny charakter bradlového pásma je osobitne zreteľný vo východnej časti bradlového pásma na liste Žilina, ale najmä na liste B. Bystrica. Paleogén magurského pásma na mnohých miestach vniká do bradlového pásma a tak ho rozdeľuje na viacej antiklinálnych a synklinálnych pruhov.

Bradlové pásmo oddeľuje paleogén vonkajšieho pásma od južnejších zón centrálnych Západných Karpát, najmä od vnútrokarpatského paleogénu, ktorého súvislý pruh sa na južnom okraji bradlového pásma v západnej časti listu Žilina stráca. Súčasne sa tu stráca aj rozdiel v chovaní sa za popaleogénneho vrásnenia bradlového pásma a oblasti centrálnych Západných Karpát. Intenzívne popaleogénne vrásnenie v uvedenom úseku postihlo najmä vonkajšie pruhy bradlového pásma. Tu preto možno stanoviť vzťah medzi príkrovmi centrálnych Západných Karpát a bradlovým pásmom, na ktoré sú uvedené príkrovy od juhu k severu nasunuté.

Oblasť bradlového pásma sa vyznačuje rozsiahlym vývinom senónu a silným porušením druhohorných a vo vonkajších pruhoch aj paleogénnych súvrství. Silné vztýčenie súvrství je jasne vyjadrené na liste B. Bystrica a vo východnej časti listu Žilina, kým v západnej časti listu Žilina sa prejavuje len vo vonkajšej a niekedy i strednej časti bradlového pásma. Prejavy vrásnenia v posenónskej dobe vo vnútorných pruhoch tejto oblasti boli pomerne slabé, a preto tu možno poznať charakter jednotlivých fáz alpského vrásnenia lepšie ako v iných úsekoch bradlového pásma a aj príkrovový ráz pohybov, ktoré nastali za predsenónskej fázy vrásnenia. V uvedenej časti bradlového pásma môžeme často pozorovať pravidelné normálne vrásky, niekedy ležaté vrásky, čo je v iných úsekoch výnimkou. Na ostatnom území väčšina útvarov má tvar pretiahnutých tektonických šošoviek alebo tvar más izometrických foriem.

Charakteristickým javom pre celé bradlové pásmo je, že značná časť starších útvarov triasového, jurského a spodnokriedového veku je odolnejšia voči denudácii a morfologicky vyčnieva nad okolité útvary kriedového a paleogénneho veku, tvorí skaliská, vyvýšeniny označované ako útesy alebo bradlá (Klippen), z čoho povstal názov celého pásma: bradlové pásmo (Klippen Zone, Klippen Belt, Zone des Klippes). Pôvod bradiel sa rôzne vysvetľoval a podľa novších výskumov majú skutočne rôzny pôvod.

Časť bradiel nemá v podstate charakter tektonického javu. Ide o morfológické vyčnievanie pruhov zložených z odolných vrstiev vrchnej jury a spodnej kriedy, spojených pozvoľnými prechodmi v podloží s vrstvami nižšej jury a v nadloží so súvrstviami albu až turónu. Pováčšine však útvary tvoriace „bradlá“ sú oddelené od okolitých súvrstiev tektonicky, hoci pri ich utváraní malo istý význam transgresívne uloženie senónu a prípadne i paleogénu priamo na starších členoch bradiel.

Termínom „bradlá“ (Klippen), pokiaľ majú tektonický charakter, označovali sa útvary dvojakého rázu. Vo švajčiarskych Alpách ako „bradlá“ označujú príkrovové trosky zložené z druhohôr ležiacich na paleogénnom flyši (ich tektonickú povahu objasnil S c h a r d t 1894). V Karpatoch sa vyskytuje veľa takýchto bradiel, najmä v oblasti centrálnych Západných Karpát. Tu sa však nikdy pre ne nepoužil termín „bradlo“. Tento termín sa v karpatskej literatúre použil pre označenie útvarov majúcich charakter pretiahnutých tektonických šošoviek alebo izometrických blokov, niekedy i viac-menej pravidelných vrás, ktoré pokračujú do hĺbky aspoň na istú vzdialenosť. Takéto útvary — „bradlá pieninského typu“ — prevládajú v bradlovom pásme Západných Karpát. Bradlá „pieninského typu“ sa takmer nikdy nepovažovali za príkrovové trosky, t. j. za bradlá, ktoré budeme označovať ako „bradlá švajčiarskeho typu“. V bradlovom pásme na liste Žilina sú zastúpené obidva druhy bradiel, prevládajú však bradlá pieninského typu.

Bradlové pásmo na území listov Žilina a B. Bystrica bolo predmetom pozornosti geológov už od prvej polovice minulého storočia. Podrobné údaje o týchto starších prácach sú uvedené v monografii D. A n d r u s o v a (1931, 1936, 1945) o bradlovom pásme, na ktorú odkazujeme.

Značný pokrok vo výzume bradlového pásma na Orave a v Považí v 20. až 30. rokoch tohto storočia priniesli práce D. A n d r u s o v a (najmä 1931a, 1931b, 1937, 1938, 1944, 1945). V nich bola podrobne prepracovaná stratigrafia celého mezozoika bradlového pásma a bola podaná pre väčšiu časť útvarov podrobná litologická a mikrofaciálna analýza. Boli oddelené súvrstvia paleogénu od mezozoika. Rozdelenie súvrstiev strednej a vrchnej kriedy nebolo v mnohých ohľadoch dosť presné, keďže v tom čase nebola rozvinutá stratigrafia na základe mikropaleontológie. Odlišovanie mnohých súvrstiev kriedy aj v súčasnosti je možné len na základe mikropaleontologických a litologických kritérií. D. A n d r u s o v však podstatne prispel k riešeniu tektoniky bradlového pásma, ktoré považoval za tektonický element zakotvený severnejšie než všetky elementy centrálnych Západných Karpát, tvoriace úzke, po paleogéne vzniknuté pásmo s prevažne šupinovitou štruktúrou a so zvyškami príkrovov vzniknutých v kriede.

Stratigrafiu triasu, jury a časti kriedy stanovenú D. A n d r u s o v o m bolo možné bez podstatných zmien prevziať pre zostavenie mapy 1 : 200 000. Pri našich nových prácach, ktoré mali sčasti pôvodný charakter a sčasti charakter revízných štúdií, podarilo sa spresniť a zdetailizovať stratigrafiu kriedy. Pri týchto výskumoch značný vplyv mali výskumy K. B i r k e n m a j e r a (najmä 1957, 1958)

v Pieninách. Nové výskumy dovolili značne pozmeniť aj celkovú koncepciu stavby bradlového pásma. D. Andrusov pôvodne predpokladal, že príkrovy bradlového pásma vznikli medzi neokómom a albom. Nové výskumy ukázali, že v niektorých pienidných sériách existovala neprerušená sedimentácia až do spodného turónu. Podarilo sa dokázať, že hlavná fáza vrásnenia v bradlovom pásme sa odohrávala medzi spodným turónom a santónom, ide teda o predgosauskú alebo o subhercynskú fázu. Dôležitý je aj poznatok, že staršia časť „bradlového obalu“ (alb — cenoman) pokladaného pôvodne za jednotný pre všetky bradlové série, je normálnym členom manínskej série. Pienidné série sa vyznačujú iným vývinom albu a cenomanu.

D. Andrusov (1931, 1932, 1944, 1945, 1957) vydal v mierke 1 : 25 000 farebné geologické mapy väčšej časti bradlového pásma na listoch Žilina a B. Bystrica (ide o listy Orava — východný a západný diel, Žilina, Pov. Bystrica, Rajec, V. Bytča).

Práce spojené so zostavením prehľadných geologických máp listov Žilina a B. Bystrica mali dvojaký charakter: územie na východ od Žiliny po Púpov vrch novo zmapoval E. Scheibner. Podrobný mikropaleontologický výskum tejto oblasti urobila V. Scheibnerová. Územia na západ od Púchova z väčšej časti zmapoval A. Began. Mikropaleontologické štúdium tejto oblasti urobila V. Kantorová. Na ostatnom území, už predtým zmapovanom D. Andrusovom, urobila sa reambulácia podľa potreby. Na ľavom brehu Váhu medzi Žilinou a Pov. Bystricou a v oblasti Butkova urobili reambuláciu E. Scheibner a V. Scheibnerová (1956—1957); na pravom brehu Váhu na liste Bytča a južne od Pov. Bystrice K. Borza a O. Jendrejáková (1958); na Orave V. Kantorová a D. Andrusov (1958) a najmä E. Scheibner a V. Scheibnerová (1958).

II. STRATIGRAFIA ÚTVAROV ÚZEMIA BRADLOVÉHO PÁSM NA LISTOCH ŽILINA A B. BYSTRICA

Stratigraficky súvrstvia počnúc spodnou jurou sú v bradlovom pásme vyvinuté oveľa úplnejšie než v iných jednotkách Západných Karpát.

Štúdium stratigrafie bradlového pásma dovolilo stanoviť v súvrstviach starších ako senón viacej sérií, ktoré sú tektonicky samostatné. Sú v nich zastúpené útvary od stredného triasu do spodného turónu a patria jednému (prvému) cyklu sedimentácie. Druhému cyklu patrí súvrstvie senónu, v ktorom odlišujeme len jednu sériu, hoci s množstvom faciálnych zmien. Tretiemu cyklu patrí súvrstvie paleogénu, v ktorom odlišujeme dva zásadne rozdielne vývinu: na severe magurský, patriaci dvom sériám (belokarpatskej a bystrickej), a na juhu paleogén súľovsko-podhőľny. Štvrtému cyklu možno priradiť sedimenty burdigalu vnikajúce úzkym zálivom

do bradlového pásma na Považí. Do piateho cyklu môžeme klásť pliocénne a kvar-
térne semidenty.

V ďalšom sa budeme venovať útvarom prvého a druhého cyklu.

1. Série prvého cyklu (stred. trias — spodný turón).

A. Pienidné série:

- a) czorsztynská (a_1) hrabovská),
- b) pruská,
- c) podbielska,
- d) kysucká, pieninská s. l.
- e) pieninská s. s.

B. Vysokotatranská séria:

- a) manínska.

C. Subtatranské série:

- a) križňanská,
- b) kostelecká.

2. Séria druhého cyklu (vrchná krieda).

A. Séria transgresívnej svrchnej kriedy santón — mastricht, miestami až dán.

V bradlových — pienidných sériách základné sú: a) czorsztynská a e) pieninská s. s., medzi ktorými existuje celý rad prechodných sérií: b) pruská, c) podbielska, známe len z obmedzeného počtu bradiel na Slovensku, viac rozšírené sú „czerte-
zická“ a „niedzická“ séria v bradlovom pásme na území Poľska, ktoré sú obdobou uvedených sérií. Kysucká séria (d) a jej analógia v Poľsku „brąniská séria“ je najrozšírenejšou a najúplnejšou bradlovou sériou budujúcou veľké bradlá v celom bradlovom pásme. Hrabovská séria (a_1) má zvláštne postavenie. Ide vlastne o czor-
sztyńskú sériu; z nej poznáme zatiaľ iba vrchný trias, na ktorý transgreduje spodný turón. Hrabovská séria je zatiaľ známa iba z dvoch bradielok pri Hrabovke a Púchove.

Kritériom pre odlišovanie jednotlivých pienidných sérií je vývin dogeru a mal-
mu. V tom období pienidný sedimentačný priestor bol značne rozčlenený, čo
možno súdiť z charakteru sedimentov, ktoré dovoľujú rozčlenenie do jednotlivých
sérií. Treba podotknúť, že pienidné série sú aj tektonicky samostatné jednotky.

Na liste Žilina značné rozšírenie má manínska séria javiaca značné zhody s vy-
sokotatranskou — tomanovskou sériou V. Tatier. Súvrstvia manínskej série tvoria
veľké bradlá pieninského typu, často s pravidelnou vrásovou stavbou.

Subtatranské série v oblasti bradlového pásma na liste Žilina tvoria bradlá
„švajčiarskeho typu“. Patria elementom subtatranských príkrovov, ktoré boli z juhu
nasunuté na bradlové pásmo za predsenónskeho vrásnenia; za posenónskych
fáz boli zavrásnené do svojho tektonického podložia.

Sedimenty druhého cyklu santón—maastricht, miestami až dán, transgredujú na zvrásnené série prvého cyklu a sú rozšírené v celom bradlovom pásme. Význačné sú veľkou faciálnou pestrosťou.

1. Útvary prvého cyklu

A. Pienidné série

a) Czorsztynská série

Bradlá budované czorsztynskou sériou sa vyskytujú v severozápadnej časti bradlového pásma na liste Žilina, medziiným aj niekoľko veľkých bradiel v horskej skupine Vršatca. Vrstevný sled je niekedy dosť úplný, od stredného triasu do vrchného titónu. Neokóm sústavne chýba a cenoman, resp. alb—cenoman transgreduje na staršie útvary. Na liste B. Bystrica je zastúpený malý počet bradiel budovaných czorsztynskou sériou, ktoré sú význačné často neúplným vrstevným sledom.

Trias—ladín. Najstarším zatiaľ známym členom czorsztynskej série sú nevrstevnaté šedé dolomity známe z dvoch malých bradiel severozápadne od Marikovej. Počítame ich k ladínu zatiaľ bez paleontologických dôkazov.

Spodný lias. Pri bradle zloženom z malmského súvrstvia pri Brvništi sa našlo malé blokové bradlo zložené zo šedých lumachelových vápencov s krinoidmi a amonitmi (*Echinoceras* ex gr. *spiratissimus* R e y n è s), ktoré zastupujú spodný lias v osobitnom vývine inde v bradlovom pásme neznámom.

Lotaring. Pri vršateckom bradle na jednom mieste sa vyskytujú žltkasté škvrnité slieňe a vápence.

Aalen. Najstarším členom strednej jury je flyšový vývin aalenu zložený z tmavošedých až čiernych ílovitých bridlíc miestami s konkréciami sférosideritov a vložiek tmavošedých sludnatých pieskovcov. Obsahujú *Posidonia alpina* G r a s.

Aalen czorsztynskej série sa obvykle skladá z opalínových a munchisóniových vrstiev (H o h e n e g g e r 1855). Opalínové vrstvy sú tvorené šedými slieňitými vápencami, niekedy škvrnitými, ktoré sa striedajú so šedými slieňmi. Skameneliny sú zriedkavé [*Leioceras opalinum* (R e i n)] . Mocnosť týchto vrstiev je asi 10 m. Munchisóniové vrstvy sú tvorené tmavými ílovitými bridlicami a konkréciami sférosideritov. Obsahujú *Ludwigia munchisonae* (S o w.). Mocnosť asi 20—30 m.

Bažos je tvorený súvrstvím tzv. „bielych krinoidových vápencov“ (D. S t u r 1860). Sú to svetlošedé, ružovkasté, žltkasté, zelenkasté krinoidové vápence s rôznymi prechodmi od jemnejších variet po hrubozrnné variety. Niekedy sú masívne, inokedy hrubolavicovité, občas s rohovcami. Niekedy sú v nich vložky šedých škvrnitých slieňitých vápencov. Obsahujú zrná klastického kremeňa, živcov a úlomky karbonatických hornín vetrajúcich do žltá. Obsahujú zvyšky makrofauny,

predovšetkým časti krinoidov, belemnitov [*Holcobelus* cf. *munieri* (Deslongch)], brachiopódov (*Rhynchonella* aff. *pallas* Chap. et Daw., *Rh.* aff. *delmensis* Haas), amonitov (*Calliphylloceras* sp.). Mocnosť je asi 50–100 m.

Bat. V nadloží tzv. bielych krinoidových vápencov vystupuje súvrstvie tzv. „červených krinoidových vápencov“ (D. Stur 1860) patriacich batu. Ide o súvrstvie červených a ružových krinoidových vápencov, najčastejšie lavicovitých so zriedkavými rohovcami. Veľmi často obsahujú zrná kremeňa a typické sú drobné úlomky karbonatických hornín. Fauna: *Lobidothyris ingens* Rol., *Zeilleria waltoni* Daw., *Rhynchonella triplicosa* Quenst., *Rh. lacunosa* Quenst., *Rh. lacunosa arolica* Opp., *Rh. triplicosa furcilata* (Quenst.), *Rh. conica* (Sow.), *Terebratula perovalis* Sow., *Stephanoceras* sp. Mocnosť tohto súvrstvia je maximálne 40 m.

Kalov—spodný titón. Súvrstvie tzv. czorsztynského vápenca (Mojsisowicz 1867) obsahuje niekoľko faunistických obzorov poukazujúcich na kalov až titón—berias, pričom najtypickejšie je vyvinutý kimeridž, ktorému aj patrí hlavná časť tohto súvrstvia. Czorsztynský vápenec tvoria najčastejšie červené hľuznaté vápence, ktoré občas prechádzajú do nehluznatých, červených, ružových alebo žltkastých celistvých vápencov s hojnými organickými zvyškami. Uvedené vápence temer výlučne tvorí organický detrit. Hojné sú mikrofosílie: foraminifery, rádiolárie, globochéty, lombardie a iné. Makrofauna je bohatá, pozostáva z brachiopódov, belemnitov, aptychov, amonitov, úlomkov krinoidov a i. [*Glossothyris bouéi* (Zeuszn.), *Lamellaptychus lamellosus* (Park.), *Laevaptychus obliquus* (Quenst.), *Phylloceras isotypum* (Ren.), *Taramelliceras pugilis* (Neum.), *Aspidoceras longispinum* (Sow.) a i.].

Na Kruchom vrchu pri Púchove málo mocné súvrstvie v podloží titónu sa skladá z ružovkastých a žltkastých celistvých vápencov s faunou oxfordu: *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orb.), *Protetragonites* (*Euaspidoceras*) *perarmatum* (Sow.), *Rursiceras transversarium* (Quenst.), *Euaspidoceras oegir* (Opp.), *Perisphinctes plicatilis* (Sow.), *Ataxioceras schilli* (Opp.). Hrúbka 6,5 m. Nad nimi ležia celistvé až jemnozrnné ružové lavicovité vápence s *Protetragonites polycyclum* (Neum.), *Aspidoceras acanthicum* (Opp.), *A. longispinum* (Sow.) a i. Fauna poukazuje na kimeridž. Mocnosť týchto vápencov je len asi 1,5 m.

V okolí Púchova je oxford výnimočne vyvinutý v podobe žltkastých organogénnych brekcií s faunou: *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orb.), *Proscaphites anar* (Opp.) a i.

Celková mocnosť czorsztynského vápenca je premenlivá, dosahuje okolo 15 až 20 m.

Titón. Súvrstvie v nadloží czorsztynského vápenca je označované ako rogožnícke vrstvy. Tieto vrstvy sú význačné pestrým litologickým zložením. Sú tvorené ružovými až bielymi celistvými stylolitickými vápencami, ružovými krinoidovými vápencami a najtypickejšie sú brachiopódové a amonitové brekcie s množstvom dru-

hotného kalcitu, ktoré sa označujú ako „rogožnické brekie“ (Mojšisowicz 1867). Vyskytuje sa tu bohatá fauna: *Calpionella alpina* (Lorenz), *Rhynchonella agassizi* (Zeuschn.), *Nucleata bouéi* (Zeuschn.), *Pygope diphya* (Col.), *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quenst.), *Protetragonites quadrisulcatum* (d'Orb.), *Simoceras cathrianum* (Zitt.). Bradlá zložené z tohto súvrstvia sa vyskytujú na liste B. Bystrica a Žilina. Typicky sú vyvinuté rogožnické vrstvy v Pieninách (Rogožnik).

Vo svetlých masívnych alebo nejasno lavicovitých vápencoch sa našla mikrofauna poukazujúca na titón—berias: [*Calpionella alpina* (Lorenz), *C. elliptica* Cadish, *Tintinnopsella carpathica* (Murg.—Filip.), *Globochaete alpina* Lomb. (Borza 1960) a *Lima paradoxa* Zitt.]. Hrúbka súvrstvia titónu dosahuje maximálne 35 m.

Neokóm. Napriek detailným výskumom sa na západnom Slovensku doteraz nezistila prítomnosť spodnej kriedy v czorsztynskej sérii. Chýbanie podstatnej časti spodnej kriedy v czorsztynskej sérii možno vysvetliť vplyvmi mladokimérskych až prvých austrijských pohybov v czorsztynskej sedimentačnej oblasti v období medzi vrchnou jurou a albom, resp. cenomanom, ktorý transgreduje miestami na korodované podložie. (Bližšie pozri: D. Andrusov, E. Scheibner, V. Scheibnerová a J. Zelman 1959.)

Alb—cenoman. V obklopení niekoľkých bradiel czorsztynskej série na listoch Žilina a B. Bystrica sú vyvinuté pestré, prevažne červené a zelenkasté slieene. Pri Bohuniciach v červených a šedých slieňoch sa vyskytujú: *Rotalipora ticinensis* (Gand.) a *R. roberti* (Gand.). Ide o alb (podľa V. Kantorovej a D. Andrusova 1958). V tomto súvrství O. Jendrejáková našla túto úplnejšiu asociáciu foraminifer albu: *Ammodiscus tenuissimus* (Gümb.), *Trochaminoides contortus* (Grzyb.), *Marsonella oxycona* (Reuss), *Anomalina complanata* (Reuss), *Globigerina globigerinoides* Subb., *Gl. infracretacea* Glaessn., *Rotalipora roberti* (Gand.), *Pseudovalvulineria trocoidea* (Gand.).

Cenoman czorsztynskej série, tvorený červenými tehlovými slieňmi, vyskytuje sa častejšie ako alb. Litologicky a biostratigraficky je tu úplná zhoda s lalineckými vrstvami kysuckého vývinu. Cenomanský vek sa stanovil na základe tejto asociácie foraminifer: *Rotalipora deeckeii* (Franke), *Rot. appenninica* (Renz), *R. cushmani* (Morrow), *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* (Gand.) (určila V. Scheibnerová). Hrúbka albu a cenomanu nepresahuje 15–20 m.

a₁) Hrabovská séria

Pri Hrabovke a pri Púchove sú už od minulého storočia známe výskyty korálových vápencov, ktorých vek správne stanovil A. Bittner (1900) na základe nálezu brachiopóda *Amphyclina ammoena* Bitt. Donedávna sa tieto bradlá pričleňovali k subtatranským sériám nasunutým z juhu na bradlové pásmo.

Pri nedávných výskumoch sa zistila v nadloží uvedených vápencov pri Hra-

bovke v transgresívnom styku poloha červených slieňov, miestami žltkastých. V. Scheibnerová našla v týchto slieňoch mikrofaunu poukazujúcu na spodný turón [*Globotruncana sigali* Reichel, *Gl. linneiana linneiana* (d'Orb.), *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *Stensiöina praeexculpta* Keller].

Hlavná fáza vrásnenia nielen v bradlovom pásme, ale aj v centrálnych Záp. Karpatoch sa odohrala v strednej kriede v období medzi spodným turónom a santónom. V tejto dobe, príp. za posenónskej (laramskej) fázy vrásnenia došlo k presunutiu časti subtatranských príkrovov na bradlové pásmo. Vrchnotriasové koralové vápence už pred touto fázou museli byť v oblasti bradlového pásma, čo vyvracia názor o ich príslušnosti k subtatranským sériám a naopak poukazuje na príslušnosť k pienidným sériám. (V subtatranských sériách zatiaľ nie je známy spodný turón a keby aj bol vyvinutý, ťažko predpokladať eróziu celej jury a spodnej kriedy a náhlu transgresiu tesne pred, resp. počas začínajúceho vrásnenia.) Pri rozoberaní sedimentačných podmienok jednotlivých pienidných sérií dochádzame k záveru, že najpravdepodobnejšia je príslušnosť spomínaných vápencov k czorsztynskej sérii. V pienidných sériách pozorujeme súvislú sedimentáciu až do spodného turónu, kým na druhej strane v czorsztynskej sérii, ktorá má geantiklinálny charakter, pozorujeme prejavy mladokimérskych pohybov: nie je teda vylúčené, že v dôsledku týchto prejavov, alebo prípadne prejavov austrijskej fázy došlo lokálne k vynoreniu a k silnej erózii a transgresii spodnoturónskych slieňov na vrchnotriasové vápence.

Hrabovská séria je potom istou varietou czorsztynskej série, pravda, bez jury, ktorá mohla podľahnúť erózii pred turónom.

b) Pruská séria

Pruská séria je jednou z prechodných sérií medzi czorsztynskou a pieninskou sériou s. s. V poľskej časti bradlového pásma jej odpovedá czertezická séria.

Aalen—bažos. Najstaršie doteraz známe súvrstvie tejto série siaha od aalenu do spodného bažosu. Skladá sa zo slienitých bridlíc s vložkami žltoských krinoidových vápencov. Obsahuje túto faunu: *Posidonia alpina* (Gras), *Leioceras opalinum* (Rein.), *Otoites sauzei* (d'Orb.). Mocnosť sa pohybuje okolo 10 m.

Nad súvrstvím aalenu až spodného bažosu vystupujú lavicovitě šedožlté krinoidové vápence, zriedka obsahujúce skameneliny (belemnity), ktoré sú obdobou krinoidových vápencov czorsztynskej série. Na základe tejto analógie a zo stratigrafickej pozície pod hľuznatými vápencami bat-kalovu možno ich zaradiť do bažosu. Mocnosť 3 až 5 m.

Bat—kimeridž. Nad uvedeným súvrstvím bažosu vyskytujú sa dve polohy červených hľuznatých vápencov czorsztynského typu oddelených od seba tenkou polohou pestrých rádiolaritov (mocnosť nepresahuje 1 m). Spodná poloha červených hľuznatých vápencov (mocnosť asi 3 m) odpovedá bat—sp. kalovu [*Phylloceras kudernatschi* (Hauer), *Nannolytoceras tripartitum* (Rasp.), *Stephanoceras rectelobatus* (Hauer)]. Vrchná poloha (mocnosť 2 m) odpovedá kimeridžu [*Hol-*

cophylloceras polyolcum (B a r.), *H. mediterraneum* (Neum.); *Protetragonites quadrisculatum* (d'O r b.)]. Rádiolarity tvoriace polohu medzi hluznatými vápencami neposkytli faunu umožňujúcu presné vekové zaradenie. Na základe známeho veku podložného (bat-kalov) a nadložného súvrstvia (kimeridž) sú rádiolarity kalov-oxfordského veku.

Titón — neokóm. Vrchné hluznaté vápence prechádzajú do žltkastých, pleťových, celistvých, kalových vápencov s kalpionelami titónu [*Calpionella alpina* (L o r.), *C. elliptica* C a d i s h], vyššie pristupuje forma *Tintinnopsella carpathica* (M u r g. — F i l i p.). Vyššie členy neokómu sa nezistili.

V okolí Medného v súvrství svetlých vápencov sa miestami vyskytujú zlepenčovitité vápence s *Phyllocrinus hoheneggeri* Z i t t., *Duvalia tithonia* (O p p.), ktoré patria titónu alebo už neokómu, o čom by svedčili aj nájdené aptychy: *Lamellaptychus seranonis* (C o q u.), *L. angulocostatus atlanticus* (H e n n i g).

Alb, cenoman a spodný turón zatiaľ nie sú v tejto sérii známe.

c) Podbielska séria

Podbielska séria je známa zatiaľ z jediného, ale významného bradla „Červený Kameň“ pri Podbieli na Orave (list B. Bystrica). Podbielska séria je jednou z prechodných sérií medzi czorsztyňskou a pieninskou sériou sensu stricto a v poľskej časti bradlového pásma obdobnou sériou je niedzická séria.

Lias. Lotaring až pliënsbach je vyvinutý v podobe škvrnitých vápencov, niekedy červených s *Echioceras raricostatum* (d'O r b.), *Microderoceras keindlii* (E m m.), *Deroeras armatum* (S o w.), *Nannobelus acutus* (M i l l e r).

Vo vyššej časti stredného liasu sa vyskytujú pestré rohovcové vápence s belemnitmi.

Toark tvoria červené vápence a červené slienité bridlice s faunou: *Calliphylloceras nilssoni* (H é b.), *Hildoceras bifrons* (B r u g.), *Dactyloceras commune* (S o w.).

Vyššej polohe patria mikrokryštalické tenkolavicovité vápence s rádioláriami, foraminiferami, úlomkami krinoidov a amonitov (*Lytoceras* sp.). Najvyšší obzor liasu tvorí len 1 m mocná poloha červených krinoidových vápencov.

Doger. Spodný doger, aalen nie je známy, je však možné, že tektonicky chýba (? posidóniové vrstvy), nie je to však isté.

Doger tvoria lavicovité jemnozrnné krinoidové vápence. Nad nimi sú hluznaté ružové vápence, ktoré sú obdobou spodných hluznatých vápencov pruskej série.

Doger — malm. Nad hluznatými vápencami vystupuje súvrstvie zelených a červených rádiolaritov, ktoré odpovedajú podľa analógie s pruskou a aj kysuckou sériou kalov-oxfordu. Nad rádiolaritmi sa vyskytujú pestrofarebné rohovcové vápence, ktoré sú pravdepodobne obdobou vrchných hluznatých vápencov pruskej série (kimeridž).

Titón je tvorený súvrstvím lavicovitých celistvých slienitých vápencov bielej, svetlošedej, pleťovej farby s ojedinelými čiernymi rohovcami. Pri mikroskopickom

štúdiu zisťujeme, že ide o kalomorfne vápence obsahujúce typickú asociáciu tintinoidných infuzórií titónu a vyššieho beriasu:

Spodná krieda. Súvrstvie titónu pozvoľne prechádza do neokómu len málo meniac svoje litologické vlastnosti. Vápence sú slienitejšie, šedé, hnedošedé, silne škvrnité s čiernymi rohovcami. Asociácia kalpionel poukazuje na neokóm. Z neokómu sú známe makroskameneliny: *Spitidiscus incertus* (d'Orb.) a *Lamellaptychus arvae* Trauth.

Podobné vápence ako v neokóme, avšak bez kalpionel, patria barém—aptu, pričom pribúda vložiek šedých škvrnitých slienitých bridlíc medzi polohami lavicovitých a doskovitých vápencov.

Alb je tvorený šedými, zelenými, škvrnitými slieňmi a slienitými vápencami; prevládajú sliene a chýbajú rohovce vo vápencoch. Uvedené horniny obsahujú rádiolárie a foraminifery [*Rotalipora roberti* (Gand.), *R. ticinensis* (Gand.), *Pseudovalvulineria trocoidea* (Gand.), *Globigerina infracretacea* Glaess. a i. (určila V. Scheibnerová)].

Cenoman. Nad zelenými slieňmi a slienitými vápencami albu bez zreteľných zmien v litológii vyskytujú sa zelené a tmavošedé škvrnité sliene s cenomanskou asociáciou foraminifer *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. deecke* (Frank), *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* (Reichel) (určila V. Scheibnerová).

Súvrstvia mladšie ako cenoman sa zatiaľ v podbielskej sérii nezistili.

d) Kysucká séria

Kysucká séria je najrozšírenejšou sériou v bradlovom pásme budujúcou veľké bradlá, napr. rudinské bradlo na Kysuciach, odkiaľ pochádza názov tejto série (D. Andrusov 1938, 11). Kysucká séria je jednou z prechodných sérií. Je význačná najúplnejším vrstevným sledom z pienidných sérií.

Trias. Najstarším doteraz známym členom je karpatský keuper. Je to súvrstvie ílovitých bridlíc červenej, zelenej alebo šedej farby s vložkami (niekedy dosť hrubými) kremitých alebo slienitých pieskovec (drietomské kremence, F. Pošepný 1864). V bridliciach sa vyskytujú dolomitické konkrécie a šošovkovité telesá sadrovca. Výskyt sadrovca je svedectvom lagunárneho alebo lagunárno-kontinentálneho pôvodu tohto súvrstvia. Skameneliny sa nenašli. Hrúbku súvrstvia keupra nemožno stanoviť, keďže normálne podložie nie je známe; nie je však menšia ako 100—150 m.

Rét. V nadloží keupra vystupuje rét spojený s keuprom pozvoľnými prechodmi. Rét je tvorený tmavošedými, niekedy slienitými bridlicami striedajúcimi sa s celistvými alebo jemnozrnnými vápencami. Obsahuje faunu (podľa F. Pošepného 1864): *Chlamys valonensis* (Defr.), *Gervilia inflata* Schafh., *Modiola minuta* (Gouldf.). Mocnosť tohto súvrstvia je do 50 m.

Lias. Na základe litologickej povahy možno súvrstvie liasu rozdeliť na dve sú-

vrstvia: spodné, prevažne pieskovcové alebo piesčito-bridličnaté, odpovedajúce časti spodného liasu, ktoré možno označiť aj ako „detritický lias“, a súvrstvie vyššie, vápnito-slienité.

Spodný oddiel liasu. Dobre známy výskyt spodného liasu (hetanžu) je pri Krásnej Hôrke na Orave. Spodnú časť vrstevného komplexu tvoria pieskovce s vápnitým tmelom. V nadloží pieskovcov sa vyskytujú tmavošedé jemne sludnaté, slienité bridlice striedajúce sa s tenkolavicitými tmavošedými jemnozrnnými vápencami s úlomkami krinoidov a lamelibranchiát [*Lima gigantea* Sow. (C. M. Paul 1868)]. Inokedy má súvrstvie flyšový charakter, pričom pozorujeme nielen striedanie bridlíc a pieskovcov, ale aj spomínaných už vápencov a zriedka aj krinoidových vápencov. Tieto vrstvy odpovedajú grestenským vrstvám bradlového pásma v Alpách.

Miestami možno vydeliť súvrstvie „arietitových pieskovcov“ zložených zo šedých, jemnozrnných pieskovcov, sludnatých, miestami prechádzajúcich do piesčitých vápencov, občas s vložkami tmavých bridlíc s polohami tmavošedých vápencov; je značne rozšírené v spodnom liase bradlového pásma. Najznámejší výskyt je pri Zázrivej, bradlo Kozinec — Kyčera.

Spodný lotaring — spiriferínové vrstvy. V bradle, na ktorom stojí Oravský hrad, vystupuje súvrstvie zvláštneho zloženia. Sú to tmavošedé, drobnosludnaté, bridličnaté sliene, striedajúce sa s vložkami tmavošedých celistvých slienitých vápencov obsahujúcich *Spiriferina tumida* (v. Buch). V nadloží týchto vrstiev vystupuje súvrstvie vrchného lotaringu a vyššieho liasu.

Celková mocnosť spodného liasu na liste B. Bystrica je asi 120—130 m.

Na liste Žilina súvrstvie spodného liasu pri značnej rozmanitosti javí zhodu s grestenskými vrstvami Álp.

Lokálne v tomto súvrství vystupujú vápence a ankeritové lumachelové vápence s faunou lastúrníkov: *Harpax spinosa* (Sow.), *Lima tuberculata* Terquem a i. Hrúbka uvedeného súvrstvia je asi 100—150 m.

Vyšší lias (vrchný lotaring-toark) je tvorený súvrstvím, v ktorom prevláda fácia lavicitých škvrnitých vápencov rytmicky sa striedajúcich so škvrnitými slielmi. (Tento vývin sa v Alpách označuje ako „Fleckenmergel“.) V slienitých bridliciach v liase zázrivského bradla sa našla bohatá asociácia foraminifer: *Glandulina multicostrata* (Borneman), *Nodosaria denticulata — costata* (Franké), *Geinitzia tenera pupa* (Terquem), *Nodosaria metensis* Terquem, *N. subcalomorphia* Franke, *N. nitida elongata* Franke, *N. fontinensis* Terquem, *N. hybrida* (Terquem et Berth.), *Dentalina subulata* Franke, *Ammodiscus infimus* (Strickl.) a ostrakódy (V. Scheibnerová 1959). Uvedená asociácia foraminifer poukazuje na stredný lias.

Nájdená makrofauna odpovedá stupňom: vrchný lotaring [*Vermiceras nodotianum* d'Orb., *Echioceras raricostatum* (Zieten)], pliensbach [*Inoceramus ventricosus* (Sow.), *Guspitautis* sp.], domér [*Amaltheus margaritatus*

Montf., *Grammoceras celebratum* (Fucini)], toark [*Cuspideuthis oxycona* (Ziet.) (podľa D. Andrusova 1931)].

V niektorých bradlách sa v pliensbachu vyskytujú šedé a zelené lavicovité vápence s množstvom belemnitov (Oravský zámok).

Mocnosť celého komplexu vyššieho liasu možno odhadnúť na 50—100 m.

Spodný doger—aalen je tvorený súvrstvím tzv. posidóniových vrstiev (Oppel 1856). Ide o dosť monotónne súvrstvie zložené zo šedých, tmavošedých, tenkobridličnatých slienitých bridlíc s typickým nerovným povrchom vrstevných plôch. V bridliciach sú vložky slienitých škvrnitých vápencov, spongiových vápencov, vo vrchných častiach miestami aj súvrstvia krinoidových vápencov; hojné sú aj tmavošedé lavicovité vápnité pieskovce. Mocnosť týchto vrstiev je 150 m, niekedy i viac. Obsahujú faunu: *Posidonia alpina* (Gras) (neobyčajne hojná), *Belemnites subblainvillei* Desl., *Oppelia* sp.

Na Orave sa miestami vyskytuje fácia tmavých bridlíc s *Posidonia alpina* (Gras) s konkréciami sférosideritov, lavicami krinoidových vápencov a sľudnatých pieskovcov. Je to tzv. „flyšový doger“ — flyšový vývin aalenu (D. Andrusov 1945, K. Birkenmajer 1957).

V nadloží posidóniových vrstiev vystupujú tmavošedé až čierne kremité lavicovité vápence, tmavošedé škvrnité slienité vápence a tmavošedé bridlice podobné bridliciám posidóniových vrstiev. Vápence sú spongiové alebo spongiovo-rádioláριοvé. Toto súvrstvie odpovedá „nadposidóniovým vrstvám“ z Pienín (K. Birkenmajer 1957), kde podľa fauny ide o bažos až bat. Hrúbka súvrstvia je asi 25—30 m.

Kalov—oxford. V nadloží nadposidóniových vrstiev vystupuje súvrstvie rádiolaritov a rádioláριοvých vápencov. Rádioláριοvé vápence sú pestro sfarbené, stredne až tenko lavicovité. Medzi lavicami vápencov a rádiolaritov sa vyskytujú vložky zelenošedých, zelenohnedých, zelených, šedohnedých, slabo vápnitých kremitých bridlíc. Rádioláριοvé vápence vo vrchnej časti súvrstvia ustupujú zeleným a hnedým rádiolaritom (rádioláριοvým jaspisom). Vek tohto súvrstvia možno určiť len na základe geologickej pozície pod súvrstvím kimeridžu a nad nadposidóniovými vrstvami, ktoré končia azda už v spodnom bate. Mocnosť súvrstvia rádiolaritov a rádioláριοvých vápencov je približne 10—15 m, maximálne 35 m.

Kimeridž. Rádiolarity postupne prechádzajú do súvrstvia červených rádiolaritov a červených hluznatých vápencov, ktoré sa litologicky zhodujú už s prv opísanými czorsztynskými vápencami. Obsahujú množstvo organických zvyškov: *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.), *Punctaptychus punctatus* (Vol.), *Laevaptychus obliquus* (Quenst.), *Pygope triangulus* Lam. a i. Z mikroorganizmov je dôležitý výskyt tzv. lombardií (úlomky kostrových elementov pelagických krinoidov patriace asi rodu *Saccocoma*). Ako ukazujú novšie výskumy (Mišík 1959), lombardie sú typické pre kimeridž. Mocnosť súvrstvia červených rádiolaritov a červených hluznatých vápencov je maximálne 10 m.

Titón—berias. V nadloží červených hluznatých vápencov vystupuje najprv súvrstvie ružových a zelených vápencov, potom svetlých pleťovo sfarbených vápencov typu biancone. Ide o celistvé, sublitografické lavicovité, niekedy hrubolavicovité vápence s hojnými stylolitmi a zriedkavými rohovcami. Významné sú mikroorganizmy; v nižšej časti súvrstvia: *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadish. Vyššie pristupujú: *C. undelloides* Colom a *Tintinnopsella carpathica* (Murg.-Filip.). Z makroskamenelín sa vyskytujú *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.), *L. lamellosus* (Park.), *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quenst.), *Rhynchonella spoliata* Suess. Hrúbka titónu je približne 30 m.

Neokóm—barém—apt. Súvrstvie titón-beriasu pozvoľna prechádza do súvrstvia neokómu, tvoreného podobne lavicovitými celistvými vápencami, ktoré sú však slienitejšie ako titónske, tmavšie sfarbené, šedé, hnedošedé, tmavošedé, silne škvrnité s čiernymi rohovcami. Rohovce vo vyššej časti súvrstvia vytvárajú súvislé polohy a slienité škvrnité vápence sa stávajú slabokremítymi. Medzi lavicami vápencov sa vyskytujú vložky slienitých bridlíc (hrúbka do 5 cm) podobných farieb ako vápence. Vo vápencoch spodnej časti súvrstvia, patriacich neokómu, vyskytujú sa početné kalpionely: *Tintinnopsella carpathica* (Murg.-Filip.), *T. oblonga* (Cadish), *T. longa* (Colom), *Stenosemellopsis hispanica* (Colom); ďalej zástupcovia rodu *Nannoconus* Kamp. a *Globochaete alpina* Lomb., foraminifery a rádiolárie. Okrem toho sa našli makrofosílie: *Duvalia dilatata* (Blainv.), *Protetragonites quadrisulcatus* (d'Orb.), *Lamellaptychus mortilleti* (Pict. et Lor.), *L. seranonis* (Coqu.), *L. diday* (Coqu.), *Crioceratites villersianum* (d'Orb.), *Olcostephanus jeanotii jeanotii* (d'Orb.).

Vo vyššom súvrství (barém—apt) nájdú sa zvyšky foraminifer, rádiolárií a nanokónov. Celková mocnosť je okolo 100 m.

Alb je tvorený asi 10 m mocným súvrstvím tzv. rudinských vrstiev (E. Scheibner 1958), ktoré odpovedajú časti globigerínovo-rádioláriových vrstiev Pienín (K. Birkenmajer 1957). Ide o celistvé lavicovité, škvrnité vápence, slieň a aleurolity. Podstatnú časť týchto hornín tvoria foraminifery a rádiolárie. Z foraminifer sú významné *Pseudovalvulineria trocoidea* (Gand.), *Rotalipora roberti* (Gand.), *R. ticinensis* (Gand.), *Globigerina infracretacea* d'Orb. (určila V. Scheibnerová 1960). Zaujímavý je výskyt zástupcov rodu *Nannoconus* Kamp. (E. Scheibner 1958, M. Mišík 1959).

Časť vrchného albu a cenomanu tvoria pestré, najmä zelené škvrnité slieň a slienité bridlice obsahujúce typickú mikrofaunu: *Rotalipora appenninica* (Renzi), *R. roberti* (Gand.), *R. ticinensis* (Gand.) (V. Scheibnerová 1961). Mocnosť do 10 m.

Vrchný cenoman tvoria tzv. lalinecké vrstvy. Je to súvrstvie pestrých globotrunkánových slieňov obsahujúcich typickú asociáciu foraminifer: *Rotalipora appenninica* (Renzi), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *P. del-*

rioensis turbinata (Reichel), *P. deecke* (Franke), *P. renzi* (Gand.) (V. Scheibnerová 1961). Hrúbka tohto súvrstvia je asi 25—35 m.

Spodný turón. Na báze spodného turónu vystupujú tzv. kysucké vrstvy, ktoré sú tvorené pestrými tehlovými slieňmi s ojedinelými vložkami vápnitých pieskovcov. V bridliciach sa našla táto asociácia foraminifer: *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli), *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* (Reichel), *P. renzi* (Gand.) (E. Scheibner, V. Scheibnerová 1958). Mocnosť kysuckých vrstiev nepresahuje 15 m. Nad pestrými slieňmi vystupujú snežnické vrstvy spojené s predošlými pozvoľnými prechodmi. Predstavujú flyšoidné súvrstvie spodného turónu značnej mocnosti okolo 200 m. Ide o šedé lavicovité vápnité pieskovce striedajúce sa so slienitými šedými a zelenými bridlicami. Pieskovce sú často hieroglyfové s mechanoglyfmi aj organoglyfmi (*Paleobullia*, *Paleodictyon* a i.). V bridliciach sa našla mikrofauna: *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli), *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orb.). Vo vrchnej časti týchto vrstiev sa lokálne vyskytujú zlepenice s rozpadavým slienitým tmelom, veľmi podobné exotickým upohlavským zlepencom. V bridličnatých vložkách medzi zlepenkami sa našla mikrofauna: *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Globotruncana linneiana linneiana* — (d'Orb.), ktoré poukazujú na spodný turón. Ide pravdepodobne o regresné zlepenice, ktorými končí sedimentácia kysuckej série.

e) Pieninská séria s. s.

Aalen—spodný bat. Najstarším doteraz známym členom pieninskej série sensu stricto sú posidóniové vrstvy. Aalen je vyvinutý podobne ako v kysuckej sérii; rozdiel je vo väčšej mocnosti a vo väčšom zastúpení vápencov. Našla sa táto fauna: *Pleydellia aalense* (Ziet), *Posidonia alpina* (Grazs.), *Inoceramus dumortieri* (Rollier). „Nadposidóniové vrstvy“ nemožno odlišiť ako samostatný člen.

Vrchný bat—kimeridž. Pestré súvrstvie vrchného dogeru a spodného malmu chýba v pieninskej sérii s. s. a miesto neho sú vyvinuté šedomodré rádioláriové jaspisy, ktorých mocnosť sa pohybuje okolo 10 m.

Titón—neokóm—barém—apt. Titón—berias je vyvinutý tak isto ako v kysuckej sérii. Vápence obsahujú *Calpionella alpina* Lorenz a *C. elliptica* Cadish. Súvrstvie titón—beriasu prechádza podobne ako v kysuckej sérii do nadložného súvrstvia neokómu a ďalej do barém—aptu. Z neokómu sú okrem kalpionel známe aj mikroskameneliny: *Neolissoceras grasianum* (d'Orb.), *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.), *Crioceratites duvali picteti* (Nolan), *Olcostephanus jean-notii* (d'Orb.) a i.

Alb je vyvinutý vo fácií rudinských vrstiev s mikrofaunou: *Rotalipora roberti* (Gand.), *R. ticinensis* (Gand.).

Cenoman tvoria pestré globotrunkánové sliene malej mocnosti (okolo 15 m; azda z tektonických dôvodov). Pestré sliene poskytli túto mikrofaunu: *Rotalipora appen-*

ninica (Renz), *R. deeckeii* (Franke), *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* (Reichel) a i. (V. Scheibnerová 1961).

Spodný turón. Pestré globotrunkánové sliene vystupujú na báze spodného turónu v pieninskej sérii s. s. len celkom ojedinele na liste B. Bystrica.

Snežnické vrstvy — flyšoidná fácia spodného turónu vyskytujúca sa napr. pri Hornej Lehote — počítame k bradlu Dlhej na Orave. V bridliciach sa našla fauna: *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* (Reichel), *P. helvetica* (Bolli), *P. renzi* (Gand.) (V. Scheibnerová 1961).

B. Vysokotatranská séria

a) Manínska séria

Súvrstvia tejto série sú významne zastúpené v úseku medzi Púchovom a Žilinou, t. j. na liste Žilina. Na územie listu B. Bystrica prechádza málo významný pruh alb-cenomanských slienov tejto série.

V manínskej sérii môžeme odlíšiť dva podcykly (hemicykly), a to hemicyklus predalbský a hemicyklus poalbský (alb—spodný turón). Súvrstvia prvého hemicyklu morfológicky vyčnievajú, tvoriac bradlá pieninského typu. Druhý hemicyklus začínajúci sa albom je oddelený nevelkým hiátom, tzv. manínskou emerznou fázou (D. Andrusov 1959).

Rét. Otázný výskyt tmavých vápencov a bridlíc na báze jury v bradle Butkov sa zaraďuje do rétu.

Lias. V bradle Manína na báze liasu ležia tmavošedé a čierne jemnozrnné vápence s krinoidmi a ihlicami spongií. Podobné vápence vystupujú aj v Butkove, kde sa striedajú s piesčitými, šedými alebo zelenkastými slienitými bridlicami. Patria asi hetanžu. Vyššie sú vyvinuté šedavé krinoidové vápence prechádzajúce do hrubozrnných pieskovcov a zlepencov s valúnmi kremeňa a dolomitov. Patria sinemuru a obsahujú: *Gryphea arquata* Goldf., *G. cymbium* Lam., *Terebratula punctata* Sow. Inokedy pozorujeme (Butkov) tmavošedé až čierne, často piesčité tenkolavicovité krinoidové vápence s početnými rohovcami. V nich sa našla *Spiriferina oxyptera* (Duv.). Súvrstvia tohto zloženia patria asi lotaringu až toarku, pravdepodobne i aalenu, nie je to však paleontologicky dokázané.

Doger—malm. V nadloží krinoidových vápencov liasu v bradle Butkov leží slabá (asi 2 m) poloha šedých, zelených rádioláriových jaspisov a ružových rohovcových vápencov. Nad nimi a v iných bradlách na krinoidových vápencoch ležia hľuznaté vápence dogeru o mocnosti asi 25 m. V spodných polohách obsahujú: *Oppelia aspidoides* (Opp.) a iné amonity, ktoré by podľa starších určení (Roth v. Tegel) ukazovali na nižší doger. Rakus M. (1960) urobil revíziu fauny z hľuznatých vápencov, nazbieranej maďarskými geológmi [D. Andrusov (1945)]. Zistil, že ide o faunu spodnomalmskú, čo by bolo v súhlase s dávnejšie zistenými faktami (M. Mišík 1958) a aj s nálezom brachiopóda *Terebratula*

subhaeryngensis Q u a r o. Zdá sa, že k dogeru by patrili rádiolarity známe z Butkova a spodná časť hľuznatých vápencov. Zvyšok hľuznatých vápencov patrí spodnému malmu a siaha až do kimeridžu.

Titón—neokóm. Nad súvrstvom kimeridžu spočívajú litologicky zhodne vápence titónu s kalpionelami: *Calpionella alpina* L o r e n z, *C. elliptica* C a d i s h. Hrúbka titónu asi 30 m. Do nadložia prechádzajú titónske vápence do lavicovitých, často tmavošedých vápencov, slienitých s čiernymi rohovcami. Obsahujú globochéty, nanokóny a foraminifery. Našli sa aj makrofosílie: *Neolissoceras grasi* (d' O r b.), *Neocomites* cf. *neocomiensis* (d' O r b.), *Lamellaptychus seranonis* (C o q u.).

Urgón. Najvyšším členom spodnej kriedy sú masívne svetlošedé vápence čiastočne bituminózne; miestami sa v nich vyskytujú rohovce. Mikroskopicky majú charakter drobnobrekciovitých (gravelových) vápencov s hojným kalcitickým tmelom. V bradle Manína v najvyššej časti týchto vápencov objavujú sa polohy zložené z úlomkov rudistov. V bradle Butkov sú hojné partie bohaté na orbitolíny. Urgónske vápence nadobúdajú miestami charakter korálových, rudistových, riasových alebo orbitolínových vápencov. Tieto vápence dokonale faciálne aj stratigraficky odpovedajú urgónskym vápencom Álp. Hrúbka urgónu manínskej série je asi 200—250 m. Z urgónskych vápencov sú známe tieto skameneliny: *Orbitolina bulgarica* T o u l a, *Agripleura blumenbachi* (S t u d e r), *Toucasia carinata* (M a t h.), *Praecaprotina* sp. a i.

Druhý hemicyklus. Alb—cenoman—spodný turón. Urgónske vápence a prípadne i staršie členy sa tektonicky stýkajú s nadložnými súvrstviami albu, cenomanu a spodného turónu, a to predovšetkým v dôsledku nerovnakej plasticity pri vrásnení. Alb bol však pôvodne v normálnom styku s urgónom. Medzi urgónom a albom existovalo prerušenie sedimentácie (vrchný apt — spodný alb) v súvislosti s manínskou emerznou fázou (D. A n d r u s o v 1959). Staršie označenie „pieňinské pohyby“ (D. A n d r u s o v 1938) je pre túto fázu nevhodné. Alb transgreduje miestami na korodovaný povrch urgónskych vápencov, na ktorom je tenký limonitický povlak preplnený miestami rostrami *Neohibolites minimus* (L i s t.).

Súvrstvie alb—cenomanu manínskej série ukazuje značnú faciálnu rozrôznenosť, vcelku však sa skladá zo šedých slieňov, vápnitých pieskovcov a málo zlepenecov.

V západnej časti územia pri bradle Butkov a Manín v spodnej časti komplexu alb—cenomanu vystupuje súvrstvie šedých, zelenošedých, modrošedých slieňov (cementové slieňe, D. A n d r u s o v 1945). Obsahujú mikrofaunu albu: *Rotalipora roberti* (G a n d.), *R. ticinensis* (G a n d.) a i. a vo vyššej časti spodného cenomanu: *Rotalipora ticinensis* (G a n d.), *R. appenninica* (R e n z).

Nad súvrstvom slieňov je vyvinuté súvrstvie zložené prevažne zo šedých pieskovcov striedajúcich sa s tenšími vložkami slieňov, ktoré počítame k cenomanu (vyššiemu).

Vo väčšej časti vývinu albu a cenomanu je na báze vyvinuté flyšové súvrstvie s prevládajúcimi slielmi šedej farby, ktoré obsahujú typické konkrécie pelosideritov. Pieskovce tvoria slabé lavice, sú šedé s vápnitým tmelom. Tieto vrstvy boli označené (D. Stur 1860) ako sférosideritové sliene. Obsahujú makrofaunu albu: *Neohibolites minimus* (List.), *Hypacanthohoplites milletianus* (d'Orb.), *Puzosia mayoriana* (d'Orb.), *P. sharpei* Spath a i. a mikrofaunu: *Brotzenia spinulifera* (Reuss), *Rotalipora ticinensis* (Gand.), *Voorthuysenia suturalis* (Ten Dam) a i. (určila V. Kantorová 1958).

V oblasti vývinu sférosideritových vrstiev miestami, najmä v okolí Žiliny vystupuje niekoľko desiatok metrov hrubé súvrstvie šedých alebo modrošedých, najmä hrubolavicovitých pieskovcov s tenkými vložkami šedých sliênov. V nadloží vystupuje súvrstvie majúce charakter sférosideritových sliênov, v ktorých sa našla fauna: *Neohibolites minimus* (List.) a mikrofauna: *Rotalipora roberti* (Gand.), *Pseudovalvulineria trocoidea* (d'Orb.), *Brotzenia spinulifera* (Reuss), *Marssonella oxycona* (Reuss) a i. (určenia O. Jendrejákovéj, V. Kantorovej, V. Scheibnerovej).

Fácia hrubolavicovitých pieskovcov vystupuje najmä v cenomane v okolí Pov. Bystrice. Sú to známe orlovské vrstvy (A. Boué 1830), zložené zo šedých piesčitých sliênov a modrastých vápnitých pieskovcov. Vyskytujú sa tu slapové lavice preplnené exogyrami a polohy zlepcov s valúnmi vápencov a vyvrelých hornín. V orlovských vrstvách sa našla táto fauna: *Exogyra columba silicea* Lam., *Neithea quinquecostata* Sow., *Acanthoceras rhotomagense* (d'Orb.).

V okolí Praznova v cenomane je vyvinuté súvrstvie praznovských vrstiev (D. Stur 1860, E. a V. Scheibnerovci 1958). Sú to jemnopiesčité šedé bridličnaté sliene a slienité bridlice so slabými vložkami vápnitých pieskovcov a zlepcov s *Exogyra columba silicea* Lam., *E. columba minor* Lam., *Dimorphastrea sulcosa* Reuss, *Orbitolina plana* Lam., *O. concava* Lam. Zo sliênov pochádza mikrofauna globotrunkán cenomanu: *Rotalipora appenninica* (Renz), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Rotalipora deecke* (Franke) a i. (V. Scheibnerová 1961). Hrúbka súvrstvia alb—cenomanu je asi 400 m.

Spodný turón. Zatiaľ najmladším členom manínskej série sú pestré globotrunkánové sliene s mikrofaunou spodného turónu (E. a V. Scheibnerovci 1958): *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. deecke* (Franke), *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orb.).

C. Subtatranské série

a) Križňanská série

Súvrstvia tejto série tvoria malé bradlá švajčiarskeho typu na južnom okraji bradlového pásma na liste Žilina, najmä južne od Pov. Bystrice.

Titón — neokóm tvorený slienitými celistvými vápencami často škvrnitými vyskytuje sa v príkrovových troskách pri Hornom Moštenci. Našla sa fauna: *Neocomites* sp. a *Crioceratites* sp.

Apt tvoria šedé slienité bridlice a sliene, v ktorých sú polohy a šošovky tmavošedých vápencov, poväčšine drobnobrekciovitých (gravelových). Niekedy sú v nich menšie hľuzy čiernych rohovcov. Vystupujú pri H. Moštenci.

Alb má značné rozšírenie v čelných častiach súvislých pruhov križňanského príkrovu.

b) Kostelecká séria

Súvrstvia tejto série patriace najmä liasu tvoria bradlá švajčiarskeho typu v úseku medzi Žilinou a Púchovom nielen na južnom okraji, ale i uprostred bradlového pásma.

Stredný lotaring. Pri Súlove je vyvinuté súvrstvie tmavošedých celistvých alebo jemnozrnných vápencov so špongiovitými rohovcami, ktoré sa striedajú s polohami špinavožltých sludnatých slieňov. Hrúbka asi 20 m. Obsahujú faunu: *Asteroceras stellare* (S o w.), *Microderoceras bispinatum* (G e y e r), *Arnioceras* sp. a *belemniti*. Fauna poukazuje na stredný lotaring.

Vyššiemu obzoru patria ružové, šedé alebo žltkasté vrstevnaté alebo masívne vápence, čiastočne krinoidovo-brachiopódové, vyvinuté pri Súlove, Kostelci a aj v bradle Klape severne od Pov. Bystrice. Na Klape majú krinoidové vápence klastickú prímes kremeňa, málo živcov a ojedinele obsahujú glaukonit. Vyskytujú sa nepravidelne roztrúsené rohovce tvorené prevažne chalcedónom, ktoré miestami tvoria súvislé polohy mocné 10—15 cm. Pôvod kyseliny kremičitej treba hľadať v ihliciach húb.

Pri Kostelci prechádza lotaring v nadloží do šedých až bielych vápencov bez organizmov.

Z uvedených vápencov od Klape a Kostelca je známa bohatá fauna brachiopódov (D. Andrusov 1931, J. Pevný 1958): *Rhynchonella variabilis* Schl., *Rh. alberti* Opp., *Rh. latifrons* Stur, *Rh. laevicostata* Stur, *Rh. furcillata* Theod., *Rh. plicatissima* Quenst., *Terebratula punctata* Low., *Waldheimia elfina* Geyer, *Spiriferina haueri* Suess, *Sp. walcoti* Low., *Sp. tumida* Buch., *Sp. alpina* Opp., *Sp. sicula* Gemm., *Sp. brevirostris* Opp., *Sp. obtusa angulata* Opp.

Lias kosteleckej série je obdobou hierlatzských vrstiev východných Álp. Hrúbka celého liasu je asi 60—80 m.

2. Sedimenty druhého cyklu

A. Transgresívna vrchná krieda

Na zvrásnených súvrstviach prvého cyklu, ktoré bolo možné rozdeliť na viac sérií, transgresívne a diskordantne ležia sedimenty druhého cyklu — senónu, o čom sa možno presvedčiť najmä na základe výskytu úlomkov a valúnov starších hornín v senónskych zlepencoch. V súvrstviach senónu pozorujeme značnú faciálnu pestrosť ako v horizontálnom, tak vo vertikálnom smere. V senóne sú odlišiteľné dva biostratigrafické celky.

Santón—kampán. Spodná časť senónu je tvorená súvrstvím upohlavských vrstiev (D. Andrusov 1945), zložených zo zlepenčov, slieňov a flyšoidných vrstiev, pričom uvedené sedimenty často tvoria samostatné vrstevné komplexy: upohlavské zlepence (D. Stur 1860), flyšové pupovské vrstvy a niekoľko desiatok metrov mocné polohy slieňov.

V oblasti medzi Púchovom a Žilinou na mnohých miestach prevládajú upohlavské zlepence. Hojné sú však temer vo všetkých úsekoch bradlového pásma. Valúny majú rôznu povahu. Sčasti sú exotické, tj. ide o horniny neznáme v Karpatoch z povrchových výskytov. Hlavné typy valúnov: predstrednokarbónske kyštalínium (pravé ortoruly, okaté ruly, fylity), predstrednokarbónske intruzíva (zelené exotické žuly, granity tatranského typu), mladšie paleozoikum [tmavé bridlice, zlepencovité pieskovce, úlomky uhlia (namur), červené bridlice permu, zelené a červené kremité porfýry a žulové porfýry asi permu], horniny triasu, jury a kriedy temer všetkých mezozoických súvrství Západných Karpát. Najčastejšie sú však horniny pienidných sérií, manínskej a kosteleckej série. Exotické valúny pochádzajú najskôr z útvarov, ktoré patria podložiu bradlových sérií, ktoré sa však dnes po opakovaných tektonických pochodoch dostali do značných hĺbok. Hrúbka súvrstvia upohlavských zlepenčov, prípadne s partiami pieskovcov môže byť značná, až 200 m. Tmel zlepenčov je pevný, piesčito-vápnitý alebo rozpadavý, slienitý. Zlepence bývajú masívne, inokedy vrstevnaté s prechodmi do pieskovcov, prípadne s vložkami pieskovcov a slieňov. Zo slienitých vložiek je známa mikrofauna: *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orb.), *Globotruncana linneiana tricarinata* (Quereau), *Globotruncana arca* (Cushman), *Stensiöina exculpta* (Reuss) (podľa Kantorovej a Andrusova 1958). V zlepencoch sa miestami vyskytujú biohermné útvary s rífovou faunou, poukazujúcou na santón—kampán: *Pseudofavia andrusovi* Kühn, *Agathelia asperella* Reuss, *Hippurites boehmi* Douv., *H. inaequicostatus* Münster, *Durania* cf. *austinensis* Auct., *Pseudolithothamnium album* Pfender, *Elanella elegans* Pfender—Basse, *Archeolithothamnium mamillosum* Rothpletz a i. (podľa Andrusova 1945). V nadloží upohlavských zlepenčov na Rašove pri Beluši vystupujú svetlé sliene s vložkami zlepenčov a pieskovcov s malými zhlukmi rífových orga-

nizmov: *Agathelia asperella* Reuss, *Elephanta linstroemi* Oppenh., *Hip-purites boehmi* Douv. a i. (Andrusov 1945).

Pri Upohlave upohlavské zlepenice miestami prechádzajú do zlepenčov s drobnými vápencovými valúnmi a tieto do drobnobrekciovitých vápencov zložených z úlomkov hipuritov, machoviek a vápenitých rias (*Trinocladus tripolitanus* Raineri).

Upohlavské zlepenice laterálne prechádzajú do pieskovcov alebo pieskovcov striedajúcich sa so slieňmi v rôznom pomere a tak vzniká súvrstvie, ktoré má typický flyšový ráz. Flyšoidné vrstvy miestami nadobúdajú značnú samostatnosť, napr. pri Terchovej Pupov vrch, podľa ktorého boli nazvané ako pupovské vrstvy, ktoré majú tiež hrúbku okolo 200 m. V slienitých bridliciach pupovských vrstiev sa našla mikrofauna santón—kampánu: *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orb.), *Globotruncana linneiana tricarinata* (Quereau), *Globotruncana fornicata* Plummer, *Stensiöina exculpta* (Reuss). Vedľa prevažne hrubodetritického vývinu santón—kampánu vo vyššej časti súvrstvia sa vyskytujú pestré sliene (zelenkasté, červené, šedé) s mikrofaunou: *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orb.), *Globotruncana linneiana tricarinata* (Quereau), *Globotruncana arca* (Cushman), *Stensiöina exculpta* (Reuss), *Stensiöina pommerana* Brotzen, *Gyroidina crassa* (d'Orb.), *Globorotalites michelinianus* (d'Orb.) (určila V. Scheibnerová).

Kampán—maastricht. Najtypickejším súvrstvím zastupujúcim vrchný senón je komplex slieňov a slieňovcov červenastej, ružovej a zelenkastej farby. Je to miestami jednotné súvrstvie, ktoré leží normálne na upohlavských zlepencoch a je až 200 m mocné. Obsahuje bohatú faunu foraminifer [najbohatšia asociácia na lokalite pri Gbelanoch (podľa Liebuse a Schuberta, 1902, Kantorovej a Andrusova (1958) a nových určení V. Scheibnerovej a O. Jendrejákovvej]: *Reussella szajnochae elongata* (Liebus a Schubert), *Stensiöina exculpta* (Reuss), *Stensiöina pommerana* (Brotzen), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana conica* White, *Globotruncana stuarti* (Laparent), *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orb.), *Globotruncana fornicata* Plummer, *Praeglobotruncana havanensis* (Voorwijk). Táto mikrofauna poukazuje na maastricht. V minulosti sa uvedené súvrstvie všeobecne označovalo ako „púchovské sliene“ (D. Stur 1860), avšak ukázalo sa, že časť pestrofarebných slieňov patrí albu, resp. cenomanu a turónu a že severne od Púchova pri Ihrišti, kde sa nachádza pôvodná Štúrova lokalita púchovských slieňov, sú vyvinuté vrstvy alb—cenomanu manínskej série a senónske pestré vrstvy. Preto vrchnosenónske globotrunkánové sliene budeme označovať ako gbelanské vrstvy, kde sú veľmi typicky vyvinuté. V typických gbelanských vrstvách niet hrubšie detritických polôh. Sú však známe pruhy, v ktorých sa pestré sliene pravidelne striedajú s jemnozrnnými vápnitými pieskovecami. Tým vzniká súvrstvie flyšového charakteru. Pri Pov. Bystrici v slieňoch flyšoidných vrstiev šedej a zele-

nej farby sa vyskytuje táto mikrofauna mastrichtu: *Marssonella oxycona* (Reuss), *Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez, *Globotruncana stuarti* (Lapparent), *Globotruncana arca* (Cushman), *Gümbelina globulosa* Ehrenberg, *Stensiöina pommerana* Brotzen, *Globigerina cretacea* (d'Orb.) (určili V. Scheibnerová, O. Jendrejáková a V. Kantorová—D. Andrusov 1958).

Pri Hrabovom vo flyšoidných vrstvách v silne piesčitých slieňoch sa vyskytuje fauna orbitoidov poukazujúca na vrchný kampán: *Orbitoides apiculata* Schlumb., *O. media media* Schlumb. (E. Köhler 1960). V piesčitých slieňoch s orbitoidmi sa našla mikrofauna vrchného kampánu: *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orb.), *Gl. linneiana tricarinata* (Quereau), *Gl. arca* (Cushman), *Gl. ventricosa carinata* Dalbiez, *Gl. elevata stuartiformis* Dalbiez, *Gümbelina globulosa* Ehrenberg (určila V. Scheibnerová). Západne od Žiliny v podloží podhôrneho flyšu sú v úzkom pruhu vyvinuté šedé piesčité sliene a lavica zlepenca upohlavského typu. V slieňoch sa podľa E. Köhlera (1960) vyskytujú veľké foraminifery vrchného mastrichtu: *Orbitoides apiculata* Schlumb., *O. media* Schlumb., *O. gensacicus* (Leym.), *Lepidorbitoides socialis pustulata* Douv. Mikrofauna podľa V. Scheibnerovej (*Globotruncana conica* White, *Gl. contusa* (Cushman), *Gl. linneiana tricarinata* Quereau, *Stensiöina pommerana* Brotzen, *Bolivinoides draco draco* (Marson) poukazuje na najvyšší mastricht. Flyšové vrstvy vyššieho senónu sú do istej miery podobné jarmutským vrstvám Pienín.

Pri Záscale a Kňažej na Orave sú v senóne polohy brekcií, ktorých tmel tvoria pestré sliene, a úlomky tak isto z pestrých slieňov. V tmele sa našla mikrofauna: *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orb.), *Gl. linneiana tricarinata* (Quereau), *Reussella szajnochae* (Grzyb.). Donedávna sa tieto brekcie považovali za regresné. Novšie výskumy však ukazujú, že skôr ide o interformačné brekcie súvisiace s lokálnou regresiou v kampáne (E. Scheibner, V. Scheibnerová 1960).

Mastricht—dán. V západnom okolí Varína na niekoľkých miestach prechádzajú sliene s mastrichtskou mikrofaunou v nadloží do slabo piesčitých pestrých slieňov s lavicami vápnitých pieskovcov s mikrofaunou dáu: *Globorotalia conicotruncata* Subb., *Trochaminoides contortus* Grzyb., *Ammodiscus gaultinus* (Jones et Parker) a i. (určila V. Scheibnerová). Ide zrejme o najvyšší obzor kriedy, ktorý sa našiel aj v Pieninách (K. Birkenmajer 1958).

Súvrstvie senónu sa obyčajne začína upohlavskými vrstvami, avšak ich transgresívny a diskordantný styk s podkladom je obyčajne tektonicky porušený pri posenónskych pohyboch. V niektorých miestach pozorujeme, že sa pestré gbelanské vrstvy stýkajú priamo s predsenónskymi sériami. Hoci môže ísť o styk tektonický, predsa nemožno vylúčiť jestvovanie transgresie vrchného senónu. Potom by sa upohlavské vrstvy usadili najmä v depresiách nedokonale zarovnaného podkladu

a vrchný senón by transgredoval na vyvýšené plošiny. Útvary senónu sú rýdzo morského pôvodu. Niektoré členy javia však značnú analógiu s gosauskými vrstvami východných Álp.

Paleogén. Pomer medzi druhohorami bradlového pásma a paleogénom je znovu charakterizovaný diskordanciou. Južný vývin paleogénu (podhôlno-súľovský) leží diskordantne na kriede bradlového pásma (Kňazňa), aj keď diskordantný styk môžeme iba zriedka pozorovať priamo. Aj pri severnom obmedzení bradlového pásma leží magurský paleogén diskordantne a transgresívne na mezozoiku, čo však pre silnú porušenosť a nedostatok dobrých odkryvov nemôžeme priamo pozorovať. Stratigrafický obsah magurského paleogénu je väčší (paleocén — sp. oligocén) než súľovsko-podhôleňho (vrchný lutét — priabon). Prvý má vcelku flyšový vývin, druhý má neflyšový vývin bazálneho súvrstvia (súľovské vrstvy).

III. VYVRELÉ HORNINY

Jedinými vyvrelými horninami, ktoré vystupujú v oblasti bradlového pásma a v priľahlom subtatriku, sú hypoabyzálne vulkanity, ktoré majú vždy intruzívnu povahu a vystupujú v akýchsi komínoch o priemere 10—50 m. Komíny majú obrys viac-menej kruhovitý. Tak sa približujú svojím tvarom známym „necks“, alebo tvoria pravé žily. Predmetné horniny majú textúru brekciovitú alebo mandľovcovitú, štruktúru majú niekedy porfyrickú. V základnej hmote sa dá zistiť sklo. Ináč obsahujú augit, biotit, stopy olivínu, amfibol. Odlíšili sa medzi nimi (Z o r k o v s k ý 1949) augitivity, porfyrické augitivity, biotitické porfyrické augitivity, augitické mandľovce. Kontaktné metamorfujú na liste Žilina — okrem neokómu — kampán — maastricht a na druhej strane sa našli v Turčianskej kotline ako valúny v paleogéne (D. A n d r u s o v 1953). Sú teda vrchnosenónskeho až spodno-paleogénneho veku. Sú mladšie ako tzv. subbeskydské vyvreliny (spodná krieda) a bázické vyvreliny pri Viedni (cenoman).

IV. TEKTONICKÉ POMERY

Tektonika bradlového pásma na liste Žilina a B. Bystrica sa vyznačuje ako v ostatnej časti bradlového pásma existenciou niekoľkých dôležitých fáz vrásnenia za alpskej etapy: 1. vrásnenie medzi spodným turónom a santónom (predgosauská a starosubhercynská fáza), 2. vrásnenie medzi senónom a paleogénom (laramská fáza) a 3. vrásnenie medzi paleogénom a burdigalom (sávská fáza). Istý význam mali aj mladšie pohyby v neogéne a v štvrtohorách. V niektorých sériách môžeme pozorovať prejavy starších fáz alpského vrásnenia, a to pohyby starokimeridžské a mladokimeridžské; tieto však nemali bezprostredný vplyv na dnešnú stavbu bradlového pásma, a preto sa bude o nich hovoriť len zbežne.

Štúdium tektoniky bradlového pásma najmä na liste Žilina vedie nás k názoru, že za predsenónskej fázy vznikli v bradlovom pásme príkrovy sunuté od juhu k severu. Boli to najmä pienidné jednotky (A) ležiace najsevernejšie, jednotka manínska (B) južnejšie a čelné časti subtatranských príkrovov (C). Počas laramskej fázy na čs. území príkrovy asi vôbec nevznikali. Miestami na liste Žilina sa sávske vrásnenie slabo prejavilo. Na týchto miestach môžeme lepšie sledovať prejavy laramského vrásnenia. Laramské vrásnenie bolo asi slabšie než sávske vo vonkajších pruhoch bradlového pásma na liste Žilina. K týmto záverom bolo možné dospieť na základe analýzy pomerov najmä v úseku medzi Žilinou a Vlárrou, kde je bradlové pásmo mimoriadne široké a javí isté osobitosti, ktoré nie sú zrejme v iných úsekoch bradlového pásma.

Východne od Hričova má bradlové pásmo podobnú tektoniku ako na liste B. Bystrica, kde hlavnou črtou tektoniky je vývin množstva úzkych stlačených vrás a šupín, na zložení ktorých sa zúčastňujú druhohory bradlového pásma a paleogén v magurskom vývine. Tieto vrásky vznikli zrejme po paleogéne, pravdepodobne za sávskeho vrásnenia. Vrásky a šupiny vzniknuté počas týchto pohybov mali vcelku južnú vergenciu a v mnohých prípadoch medzi druhohorami severnejších šupín a južnejšie ležiacim pruhom paleogénu treba predpokladať jestvovanie prešmykov s dislokačnými plochami príkro uklonenými k severu. V úseku bradlového pásma, kde paleogén netvorí viacej pruhov uprostred mezozoika, rozdelenie bradlového pásma na viacej antiklinálnych pruhov nie je zrejme a ako celok by sa mohlo považovať za jednotné antiklinálne pásmo. Aj tu však sávske vrásnenie bolo jedným z hlavných faktorov pri vzniku zložitých tektonických foriem, šošoviek a nepravidelných vrás, typických pre stavbu mezozoických pruhov bradlového pásma.

V ďalšom sa venujeme opisu tektonických elementov bradlového pásma najprv na liste B. Bystrica, potom na liste Žilina.

V terchovskom úseku je smer tektonických elementov bradlového antiklinória a jednotlivých popaleogénnych vrás západo-juhozápad — východo-severovýchod a potom pri Zázrivej západo-východ. Pritom v terchovskom úseku je aj južné aj severné obmedzenie bradlového pásma tektonické. V okolí Zázrivej pri Pupovom vrchu sa začína pruh paleogénu v magurskom vývine, ktorý delí bradlové pásmo na dve hlavné antiklinály, pričom severná z nich je zložitá a pri jej okraji je vyvinutých viacej druhohorných antiklinál, oddelených paleogénnymi synklinálami. (Rozumej budovaných súvrstviami mezozoika a paleogénu.) Pri severovýchodnom obmedzení Malej Fatry bradlové pásmo náhle mení smer na severojužný a v doline Oravy pri Istebnom sa znovu stáča a nadobúda smer juhozápad-severovýchod. V mieste ohybu bradlového pásma je dislokácia, ktorá ho oddeluje od podhôrneho paleogénu a tiež má severojužný smer, pričom pod rôznym uhlom odrezáva jednotlivé pruhy a šošovky vyvinuté v bradlovom mezozoiku. Na jednom mieste sa bradlové mezozoikum priamo stýka s druhohorami Malej Fatry.

Paleogén magurského pásma pri Zázrivej nie je oddelený od bradlového pásma tektonicky, keďže paleogénne pruhy vystupujúce v bradlovom pásme sa smerom k východu spájajú so súvislým územím magurského paleogénu.

V západnom úseku bradlového pásma na Orave vystupujú len druhohory. Východnejšie, počínajúc okolím Oravského Podzámku, medzi pruhy mezozoika vклиňujú sa synklinálne pruhy paleogénu, ktoré však nie sú rovnobežné s celkovým smerom bradlového pásma, ale nadobúdajú miestami smer juho-juhozápad — severo-severovýchod. Tieto pruhy paleogénu sa spájajú s paleogénnou oblasťou Oravskej Magury a je — podobne ako pri Zázrivej — zrejmé, že druhohory bradlového pásma predstavujú normálne podložie paleogénu magurského pásma. Tohoto by nasvedčoval aj výskyt bradlového mezozoika vystupujúceho v osovom pásme menšej antiklinály, ktorá leží ďaleko na sever od súvislého pruhu bradlového mezozoika pri Babíne.

Pri Nižnej sa mezozoický pruh náhle zužuje, pretože v tomto mieste smerom k severozápadu sa druhohory ponárajú pod magurský paleogén. Pritom všetkom dislokačná hranica, ktorá oddeľuje pruh bradlového mezozoika od podhôrneho paleogénu, má stále priebeh blízky smeru severovýchod—juhozápad. Smer sa len málo mení.

Druhohory bradlového pásma na území listu B. Bystrica len celkom výnimočne tvoria normálne podložie súľovsko-podhôrneho paleogénu, ako je to dosť všeobecne v južnej časti bradlového pásma na území listu Žilina. Pritom všetkom je na území listu B. Bystrica známa lokalita pri obci Kňažia; blízko južného obmedzenia súvislého druhohorného pruhu v normálnom nadloží senónu (záskalské brekcie) v malej disymetrickej antiklinále diskordantne a transgresívne leží lutét podhôrneho paleogénu.

V oblasti východne od Varína na liste Žilina na transgresívny styk podhôrneho paleogénu s bradlovým pásmom poukazujú výskyty elementov bradlového pásma uprostred súľovsko-podhôrneho paleogénu.

V území medzi Žilinou a Vlárrou v bradlovom pásme môžeme odlíšiť dosť jasne dve oblasti: Na severe a na severozápade sa rozkladá pruh, v ktorom sú zastúpené z predsenónskych jednotiek najmä pienidné série (czorsztyňská, pruská a kysucká). Na juhovýchod od tohto pruhu sa rozkladá oblasť, v ktorej pienidné jednotky buď chýbajú, alebo sú zastúpené len sporadicky. Medzi predsenónskymi jednotkami tu prevláda manínska a v celkom malej miere sú vyvinuté kryhy sub-tatranských príkrovov. Vo vonkajších pruhoch v okolí Červeného Kameňa a pri Mestečku vystupujú pruhy albu v manínskom vývine. Istý význam tu má aj senón a paleogén, ktorý vnika do synklinálnych pruhov bradlového pásma a má bystrický a belokarpatský vývin. Paleogén má väčší význam v niektorých priečnych pruhoch, ktoré možno označiť ako axiálne depresie, a menší v priečnych pásmach, ktoré odpovedajú axiálnym eleváciám. Takéto elevácie sa konštatujú

najmä v oblasti Vršatca, pri Mestečku a pri Maríkovej. V nich sa bradlové mezo-
zoikum objavuje uprostred paleogénu v jadrách antiklinál. V tejto oblasti popaleo-
génna (sávská) tektonika podmienila vznik (podobne ako na liste B. Bystrica)
úzkych vrás, šupín, bradiel značne vztýčených s úklonom často severozápadným,
niekedy však i opačným. Smer vrás a vôbec všetkých tu vyvinutých tektonických
prvkov je skoro v celom tomto území severovýchodo-juhozápadný. Len v oblasti
západne od Púchova je v strednej časti bradlového pásma smer severojužný. Tak
vzniká akýsi sigmoidálny ohyb. Nepostihuje však celú šírku bradlového pásma
ako pri východnom obmedzení Malej Fatry. Ohyb sa tu prejavuje len v istých
pruhoch uvedenej oblasti, kde prevládajú pruhy s vývinom czorsztynským a ky-
suckým. Spomínaná oblasť leží tesne pri hranici oblasti, v ktorej prevláda manín-
sky vývin. Táto hranica sa ťahá od Dolných Kočkoviec k Dohňanom, smerom od
juhu k severu, potom sa stáča k severovýchodu k Brvništu a v tomto úseku zaberá
temer celú šírku bradlového pásma. Tieto pomery zostávajú v platnosti až do
ukončenia západného úseku pri Hričove.

V južnej oblasti, zloženej najmä zo súvrstvia manínskeho vývinu (vedľa se-
nónu a paleogénu), popaleogénne vrásnenie bolo, ako sme už povedali, značne
menej intenzívne ako v severnej oblasti. V južnej časti tejto oblasti má značný
význam paleogén v súlovsko-podhľadnom vývine. Tvorí niekoľko miernych anti-
klinál a synklinál, z ktorých hlavná je súlovská. Druhotory bradlového pásma
tu tvoria miestami jadrá antiklinál. Okrem toho paleogén a jeho podklad sú tu
porušené početnými prešmykovými dislokáciami s plochami uklonenými k severo-
západu. Ide o podobné dislokácie, ktoré prevládajú v severnom (severozápad-
nom) pásme. Pri severnom obmedzení súlovského paleogénneho pruhu dislokácie
tohto rázu vystupujú len miestami a potom pomery značne pripomínajú tie, ktoré
sme opísali z východnejších úsekov bradlového pásma.

Západne od poludníka Pov. Bystrice pruh súlovského paleogénu celkom mizne
a bradlové pásmo akoby sa spájalo s oblasťou subtatranských príkrovov. Tu potom
badáme, že súvislý križňanský príkrov je oddelený od bradlového pásma dislo-
kačnou plochou uklonenou k juhu. Pri Hornom Moštenci a južne od Butkova na
alb—cenomane manínskej série ležia kryhy križňanského príkrovu. Presunová
plocha je niekedy viac-menej vodorovná, inokedy ide o príkrovové trosky zavrás-
nené pri presunutí alebo po ňom do podkladu. Z pomerov v súlovskej antiklinále
a v oblasti južne od Pov. Bystrice je celkom jasné, že nasunutie križňanského
príkrovu nastalo pred transgresiou paleogénu. Je tiež pravdepodobné, že nastalo
pred senónom. Toto tvrdenie je však doložené len na jednom mieste pri H. Moš-
tenci, kde menšia kryha križňanského príkrovu (titón—neokóm) leží aspoň zdan-
livo pod senónskymi zlepenkami. Odkryvy sú však nedostatočné na to, aby bolo
možné uvedený názor dôkladne doložiť.

Kryhy kosteleckej série ležia na mnohých miestach jasne na kriede manínskej
série a pod transgredujúcim paleogénom. Predsenónsky vek nasunutia i v tomto

prípade nebolo možné s istotou preukázať. V prospech tohto názoru hovorí však výskyt valúnov liasu kosteleckej série v upohlavskom zlepení pri Súlove.

Povedali sme, že v úseku medzi Púchovom a Hričovom má manínska séria prevládajúci význam v bradlovom pásme. Avšak sú tu, trebárs v malom rozsahu, vyvinuté aj iné predsenónske prvky. Okrem krýh subtatranských príkrovov vystupujú v severnej časti oblasti rozšírenia manínskej série pruhy zložené zo série czorsztynskej a kysuckej. Tieto série vystupujú uprostred alb—cenomanských vrstiev manínskej série. V minulosti sa tento jav vysvetľoval (D. A n d r u s o v 1938) tým, že alb—cenomanské súvrstvie manínskej série sa považovalo za bázu spoločného „bradlového obalu“ manínskej a pienidných sérií. Avšak novými výskumami sa jasne dokázalo, že alb—cenoman „bradlového obalu“ je normálnym členom manínskej série a pienidné série majú iný vývin albu a cenomanu. Uvedené pruhy jury, neokómu a cenomanu kysuckej a czorsztynskej série treba teda vysvetľovať tektonickou cestou. Ide o tektonické okná osobitného rázu. Súčasne s nasunutím alebo neskoršie presunová plocha manínskej série na série pienidné nadobudla (pravda, len miestami viditeľný) vyklenutý charakter. Nasunutie nastalo v predsenónskej dobe, keďže pri presunových plochách senón sústavne nie je vyvinutý. Vzdialenosť nasunutia manínskej jednotky na pienidné nie je veľká, minimálne 5 km. Pokiaľ by kryhy albu pri Červenom Kameni a Mestečku patrili k manínskej jednotke, vzdialenosť presunu sa zväčší až na 11 km.

Dôkazy jestvovania príkrovovej stavby vzniknutej v predsenónskej dobe nájdeme aj vo vonkajších pruhoch bradlového pásma, kde manínska jednotka nie je vyvinutá. Značný vývin paleogénu a senónu v tejto oblasti a značná porušenosť tohto pruhu za popaleogénneho vrásnenia veľmi sťažuje, podobne ako na liste B. Bystrica, zistenie charakteru predsenónskych tektonických jednotiek. I v tejto oblasti pripúšťame jestvovanie tektonických príkrovov sunutých od juhu k severu na vzdialenosť aspoň 8—10 km. Dôvody k pripusteniu predsenónskych príkrovov čerpáme skoro výlučne zo zoskupenia súvrství jury a kriedy (do spodného turónu) do niekoľkých sérií, ktoré majú celkom odlišné faciálne zmeny na vzdialenosti zodpovedajúcej zásadne odlišný vývin. Bradlá v rôznom vývine nie sú rozmiestnené tak, aby bolo možné predpokladať také prenikavé faciálne zmeny na vzdialenosti zodpovedajúcej vzdialenosti medzi príslušnými bradlami. Aby sme mohli rozoznať účinky starších fáz vrásnenia v bradlovom pásme, museli by sme si odmyslieť účinky popaleogénneho vrásnenia. Avšak toto vrásnenie postihlo celé bradlové pásmo, a preto je tu úloha oveľa ťažšia ako v oblasti centrálnych Západných Karpát.

Predovšetkým sa treba zaoberať účinkami laramského vrásnenia. Existenciu tejto fázy vrásnenia sme už dostatočne doložili. Menej jasný je charakter jednotiek vzniknutých za tohto vrásnenia, pretože senónske súvrstvie je jednotné a nevიაže sa na rôzne, prv vymedzené predsenónske série. Nezistili sa ani fakty, podľa ktorých by sa dal predpokladať v tejto fáze vznik väčších presunov alebo príkrovov. Jediným dôvodom v prospech tohto predpokladu je výskyt (najmä v senóne) množ-

stva veľkých balvanov rôznych hornín, ktoré dnes nevystupujú na povrch (exotické bloky). Vysvetlenie tohto faktu by bolo ľahké, keby sme predpokladali jestvovanie príkrovov vzniknutých za laramského vrásnenia. Pri tomto vrásnení pruh, z ktorého pochádzajú exotické bloky, bol tektonicky pochovaný. Takáto hypotetická domnienka by síce umožnila ľahko vysvetliť pôvod senónskych exotických blokov, neumožňuje však vysvetlenie pôvodu exotických blokov a valúnov v staršom a mladšom terciéri.

Je pravdepodobné, že tektonické pohyby za laramského vrásnenia nemali príkrovový ráz, ale boli príčinou vzniku početných vrás jurského typu v celom bradlovom pásme; boli približne rovnobežné s priebehom bradlového pásma. Synklinálne pruhy týchto vrás sú teraz charakterizované výskytom pruhov senónu. Boli, prirodzene, za sávskeho vrásnenia značne zmenené. Takýchto synklinálnych pruhov je najmä na Orave veľké množstvo.

Viacaj oporných bodov pre posúdenie charakteru vrásnenia máme pre hlavnú fázu alpského vrásnenia v bradlovom pásme, ktoré sa odohralo medzi turónom a senónom. Svojím vekom zodpovedá predgosauskej alebo starosubhercynskej fáze, za ktorej vznikla prevažná väčšina tektonických jednotiek aj v oblasti centrálnych Západných aKrpát. V tejto dobe vznikli v bradlovom pásme príkrovy s nevelkou vzdialenosťou nasunutia, ako sme už uviedli.

Na základe faciálnej analýzy dochádzame k záveru, že najsevernejšie ležala czorsztynská séria, u ktorej nenachádzame presvedčivé argumenty o tom, že by išlo o presunutý element, zároveň však to nevylučujeme. Na czorsztynskú sériu sa nasunula z juhu kysucká séria, ktorá má značnú samostatnosť. K tektonickej samostatnosti ostatných prechodných sérií sa ťažko vysloviť. Najjužnejší pienidný tektonický element tvorí pieninská séria s. s. vyvinutá len na Orave a v Pieninách. Na pienidné série bola nasunutá manínska jednotka, ako sme už uviedli. Jej sedimentačná oblasť ležala južne od sedimentačnej oblasti pienidných sérií bradlového pásma.

Štúdium jednotlivých tektonických elementov obyčajne neposkytuje jasné potvrdenie existencie severnej vergencie predsenónskych jednotiek, keďže pôvodné formy sú značne zmenené za mladších vrásnení, najmä za sávskeho s južnou vergenciou. Výnimku tvorí veľké bradlo v kysuckom vývine severne od Zázrivej. Ide tu pravdepodobne o zvyšky ležatej synklinály s osovou plochou uklonenou k severovýchodu so severovýchodnou vergenciou.

Vzhľadom na existenciu mladších fáz vrásnenia a rozsiahleho výskytu senónu, rekonštrukcia jednotlivých častí pienidných jednotiek nie je zatiaľ možná. Pod vplyvom mladších pohybov bola presunová plocha tiež intenzívne zvrásnená a došlo i k tektonickému premiestneniu elementov pienidných jednotiek. Všetky tieto zložité pohyby a zložitý priebeh sedimentácie v bradlovom pásme podmienili jeho neobyčajne zložitú stavbu. Podstatou tektonického vývinu je vznik tektonických elementov príkrovového charakteru so severnou vergenciou v predsenónskej dobe

a ich druhe prevrásnenia v období po senóne, najmä za sávskej fázy so vznikom vrás a šupín s južnou vergenciou (tento poznatok v zásadných črtách formuloval už *L i m a n o v s k ý* 1922). Za poslednej fázy vznikol aj sigmoidálny ohyb bradlovského pásma medzi Zázrivou a Istebným, ktorý má charakter priečnej flexúry, sprevádzanej zlomovými poruchami a násunmi. Do tejto doby treba klásť aj opísané už sigmoidálne ohyby bradlového pásma na liste Žilina. Aj v sávskej fáze vznikli miestami priečne posuny, ktoré prípadne porušujú južnú poruchu, obmedzujúcu na juhu celé bradlové pásmo.

Šošovkovitá stavba súvrství mezozoika a čiastočne i paleogénu zasahuje v bradlovom pásme iste do značných hĺbok, o čom svedčí nedostatok výskytu starších členov druhohôr a ešte starších útvarov (kryštalinika). Máme tu pred sebou pásmo intenzívne postranne stlačené, v ktorom pienidné jednotky pri sávskom vrásnení boli vytláčané hore. Pretože pásmo hlavného tlaku jednotiek centrálnych Západných Karpát na bradlové pásmo, ako aj na zónu magurského flyša ležalo v istej hĺbke, došlo k príkremu nasunovaniu šupín a vrás bradlového pásma k juhu na podhľadny paleogén. Za predsenónskej fázy sa starší podklad (kryštalinikum, mladšie paleozoikum) magurského flyša podobne ako dnes nachádzal v značnej hĺbke, a preto mali príkrovy pri presúvaní severnú vergenciu.

Neobyčajná zložitosť tektoniky bradlového pásma, sprevádzaná v mnohých jednotkách laterálnymi faciálnymi prechodmi, núti nás v istých medziach k uvedeným záverom o existencii príkrovov v bradlovom pásme, hoci nevelkých. Len synsedimentačnými tektonickými pochodmi (*M a h e l* 1955) nie je možné povahu bradlového pásma objasniť.

V. GEOLOGICKÝ VÝVIN ÚZEMIA BRADLOVÉHO PÁSM NA LISTOCH ŽILINA A B. BYSTRICA

Po tom, čo sme povedali v predošlom o stratigrafii a tektonike útvarov tvoriacich bradlové pásmo a o valúnoch nájdených v senóne, javí sa geologický vývin územia veľmi zložitým.

Na základe zloženia blokov v senónskych zlepenkoch súdime, že v podloží druhohôr bradlového pásma jestvoval kryštalinický podklad. Časť hornín kryštalinika (žuly tatridného typu) mohla by patriť k podkladu manínskej série, druhá časť, najmä exotické žuly, k podkladu pienidných sérií. Pravdepodobne sa predstrednokarbónske kryštalinikum v podloží pienidných sérií skladalo z fylitov, rôznych rúl a už spomínaných žúl. Jestvovanie karbónskeho uhlia (namur) medzi valúnmi senónu ukazuje, že v podloží niektorej z bradlových sérií bol vyvinutý vyšší karbón aspoň sčasti uhlonosný. V perme došlo k mohutnému subsekventnému vulkanizmu a usadeniu súvrství molasového typu, najskôr v pieninskom sedimentačnom priestore. Starší názor *A n d r u s o v a* (1930) novšie prevzatý *B i r k e n m a j e r o m*

(1959) o pôvode valúnov z osobitnej exotickej jednotky nepovažujeme za dostatočne podložený.

Počínajúc triasom, najmä však v jure a v kriede (do turónu), súdiac zo zloženia sérií vystupujúcich na povrch a hornín nájdených v zlepencoch, v bradlovom pásme vzniklo viacej pozdĺžnych pásiem (o pásmach so subtatranským vývinom nebudeme uvažovať, keďže vznikli ďaleko na juh od oblastí sedimentácie vlastných bradlových sérií).

Najsevernejšie pásmo czorsztyńské má geantiklinálny charakter, súdiac podľa charakteru sedimentov jury. Je pravdepodobné, že sa tu ukazoval i spodný trias a spodnotriasové kremence, známe z kriedových zlepenčov, mohli by patriť tomuto pásmu. V strednom triase sa ukazovali dolomity a vo vrchnom koralové vápence (hrabovská séria). Domnienky o nedostatku liasu v tomto pásme v Považí treba zmeniť po nájdení hoc i nepatrných výskytov liasových hornín v súvisi s vyššími členmi jury. Preto starší názor o transgresívnom uložení spodného dogeru na triase nie je odôvodnený. Geantiklinálny charakter tohto pásma vo vyššej jure je doložený malou hrúbkou aalenu, plytkomorskou povahou krinoidových vápencov dogeru a súvrství titónu; ďalej nedostatkom neokómu a transgresiou alb—cenomanu, čo je pravdepodobne následok prejavov mladokimérskych až staroaustrijských pohybov (D. A n d r u s o v, E. S c h e i b n e r, V. S c h e i b n e r o v á a J. Z e l m a n 1959).

Vývin pruhu s pruským vývinom je význačný značnou neúplnosťou, chýbaním členov starších než doger a mladších ako neokóm. I toto pásmo ukazuje v značnej miere plytkomorský ráz a veľmi malú hrúbku sedimentov. V hlbšom mori sa snáď usadila slabá poloha rádioláriových jaspisov v kalov—oxforde a svetlé vápence titón—neokómu.

Kysucké sedimentačné pásmo je význačne najúplnejšou sériou a geosynklinálnym charakterom. K nej by najskôr patrili spodný trias s melafýrmi, ktorých valúny vo veľkom množstve nachádzame v kriedových zlepencoch. Charakter sedimentácie v strednom triase nie je známy, najskôr bola dolomitická, keďže valúny dolomitov sú v zlepencoch značne rozšírené. Vo vrchnom triase bola sedimentácia lagunárno-kontinentálna, čo bolo dôsledkom dvíhania v súvislosti so starokimérskymi pohybmi, ktoré však neboli spojené s vrásnením. V réte nastal návrat k morskej sedimentácii a vo vrchnom lotaringu značné prehlbenie geosynklinály (škvrité vápence a sliene). Toto prehlbovanie a značný pokles pokračoval v spodnom dogeri až na miestne dvíhanie, pri ktorých v sérii posidóniových vrstiev vznikali slabé vložky krinoidových vápencov. Tieto slabé pohyby boli asi súčasné s tzv. agassizskou fázou kimérskoho vrásnenia. Potom v bažos—oxforde klesanie pokračovalo a dosiahlo maximum sedimentáciou rádioláriových jaspisov. Hluznaté vápence kimeridžu znamenajú dočasné slabé splytčenie, po ktorom znovu pokračoval pokles vyjadrený sedimentáciou pelagických vápencov. Tento stav pokračoval v albe, cenomane a spodnom turóne a v tejto dobe došlo k pelagickej, najmä foraminifero-

vej sedimentácii. Až koncom spodného turónu začalo splytčenie spojené s rytmickými pohybmi a vznikom flyša. V tejto dobe sa začalo vynáranie istých častí bradlového pásma a erozívne pochody.

V pieninskej sérii s. s. pozorujeme podobné pomery ako v kysuckej sérii, preto sa s nimi nebudeme podrobnejšie zaoberať.

V manínskom pásme vývin členov starších ako rét nie je známy. Pravdepodobne séria triasu bola zhodná s vývinom triasu jadrových pohorí. Pre posúdenie vývinu tohto pásma má osobitný význam povaha liasu, ktorý je celý značne detritický. Vývin škvŕnitých slieňov a vápencov vo vyššom liase nie je známy. V titóne a neokóme dočasne došlo k väčšiemu alebo menšiemu vyrovnávaniu pomerov s pieninskou a kysuckou sériou, avšak pelagický ráz titón—neokómu je tu oveľa menej jasne vyjadrený než v obidvoch pienidných pásmach. Osobitosťou vo vývine manínskeho pásma, ktorá je viac-menej spoločná s vysokotatranským pásmom Vysokých Tatier, je prítomnosť urgónskeho vývinu barém—aptu. Bol to následok vyzdvihnutia geantiklinálnej oblasti, do ktorej nebol prinášaný detritický materiál. Toto dvíhanie zemskej kôry za predalbskej fázy pohybov nazývame (por. D. A n d r u s o v 1959) manínskou fázou. Spôsobila slabší hiát medzi vrchným aptom a nižším albom. Potom došlo k slienitej až hrubodetritickej sedimentácii so značnou subsidenciou, ktorá potrvala do spodného turónu. V cenomane sa už miestami začala erózia a prínos hruboklastického materiálu. Chrbát, z ktorého bol prinášaný klastický materiál, ležal pravdepodobne medzi manínskym a kysuckým pásmom a nie severnejšie, keďže cenoman v pienidných sériách má pelagický vývin.

Koncom turónu sa začali v bradlovom pásme vrásnité pohyby predgosauské alebo starosubhercynské, ktoré boli prvým mohutným vrásnením alpskej etapy. Dali vznik pienidným príkrovom, na ktoré bol od juhu nasunutý manínsky príkrov. Treba ho považovať za čelný pruh tatridných jednotiek. Stredná krieda manínskej jednotky v úseku medzi Púchovom a V. Bytčou siaha v presunutej polohe ďaleko na sever, skoro až k severnému okraju dnešného bradlového pásma. Pred a pri tomto vrásnení asi v strednej časti bradlového pásma vznikol vynorený prah, zložený z rôznych sérií druhohôr a hornín mladšieho paleozoika a kryštalinika. Z tohto prahu dostávali sa valúny často obrovských rozmerov do zlepcov cenomanu, turónu a najmä stredného senónu. Staršie elementy tohto pruhu boli pri neskorších vrásneniach ponorené do hĺbky.

V senóne sa začala najprv hrubodetritická sedimentácia, často zlepcovitá, ktorá vyplnila depresie v podklade. Súčasne došlo k novej subsidencii, niekedy s rytmickým klesaním, sprevádzanej vznikom flyšových súvrství. V kampán—mastrichte došlo poväčšine k prehĺbeniu vodnej panvy a vzniku pelagických globotrunkánových sedimentov, ktoré miestami transgredovali na časti bradlového pásma, predtým nezaplavené morom. Miestami však pokračovala rytmická sedimentácia i vo vrchnom senóne a prejavovala sa vznikom flyšových súvrství.

Po senóne sa prejavilo dosť intenzívne laramské vrásnenie, po ktorom došlo k vzniku neckov-augititických hornín. Vergencia vrás vzniknutých za laramského vrásnenia bola asi severná, nebolo to však dokázané. Príkrovy v tejto dobe na čs. území nevznikli. V povahe bradlového pásma však museli nastať prenikavé zmeny, keďže v tejto dobe musel zmiznúť pruh zložený čiastočne z exotických hornín.

Paleogénna transgresia zaplavila celé bradlové pásmo a pásmo južnejšie, pričom od severu. V severných častiach bradlového pásma sa transgresia začala už v paleocéne, v južných pruhoch až vo vyššom lutéte. Hranica medzi obidvoma pásmami ležala uprostred bradlového pásma. Miestami sú obidva vývinové neobyčajne zblížené (napr. pri Hričove). Objasniť to postupným prechodom nie je možné. Skôr by tu išlo v staršom paleogéne o vznik javu podobného dnešným „pobrežným flexúram“ (Bourcart 1949). Až v lutéte more začalo prestupovať cez prah podmienený touto flexúrou a potom južné pásmo spolu so severnejším (magurským) začalo sa ponárať, ako to bolo predtým iba v severnejšom pásmo.

Po sedimentácii paleogénneho flyša, veľmi mocného vo všetkých častiach bradlového pásma, došlo k novej fáze alpského vrásnenia — sávskej. Za tejto fázy veľmi intenzívnemu vrásneniu podľahli v západnom úseku najmä vonkajšie pruhy bradlového pásma a na východe celé pásmo. Za sávskeho vrásnenia došlo k spätným pohybom, ktoré spôsobili južnú vergenciu vrás a najmä prešmykových dislokácií, ktoré zastierajú severnú vergenciu starších fáz vrásnenia. Po tomto vrásnení došlo miestami k priečnym zdvihom, ktoré porušujú druhohory a paleogén.

Usadeniny neogénu sú — hoci slabo — porušené, a preto v oblasti bradlového pásma treba pripustiť vplyv málo intenzívnych intraneogénnych pohybů. Vcelku na stavbu bradlového pásma nemajú vplyv. Pohyby zemskej kôry mali miestami poklesový charakter. Koncom neogénu a v štvrtohorách došlo miestami k väčšiemu dvíhaniu niektorých častí bradlového pásma. Jedným z úseků, kde sa dvíhanie v tejto dobe silne prejavilo, je územie medzi Púchovom a Pov. Bystricou. Vrchnopliocénny Váh sa tu vplyvom dvíhania zarezal do podkladu a vytvoril známe zaklesnuté meandre pri Nosiciach a Pov. Bystrici.

LITERATÚRA* — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHY

Andrusov D., 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. I—II. Rozpravy St. geol. úst. VI, Praha. — Andrusov D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. III. Tektonika. Rozpravy St. geol. úst. IX, Praha. — Andrusov D., 1945: Geologický výzkum bradlového pásma v Západních Karpatech. IV—V. Práce Št. geol. úst. 13, Bratislava. — Andrusov D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr I. Práce Št. geol. úst. 25, Bratislava. — Andrusov D., 1953a: Étude géologique de

* Literatúra o bradlovom pásmo západného Slovenska po roku 1945 a citovaná literatúra o bradlovom pásmo v Poľsku. Literatúra vydaná do roku 1945 je citovaná v práci D. Andrusova 1931—1945.

la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales. IV—V. Geol. práce 34, Bratislava. — Andrusov D., 1953b: O veku augititických hornín Západných Karpát. Geol. zborník IV, 3—4, Bratislava. — Andrusov D., 1956: Le Crétacé des Carpathes de la Slovaquie. C. R. XX, Congr. Intern. Geol. Resúmenes de los trabajos presentados, Mexico. — Andrusov D., 1958: Zona utesov v Karpatskoj sisteme. Sjazd Karpatsko-balkánskej geol. asociácie, Kijev (hektografované). — Andrusov D., 1959a: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. Mitt. geol. Ges. in Wien 51 (1958), Wien. — Andrusov D., 1959b: Geológia československých Karpát II. Nakl. SAV, Bratislava. — Andrusov D., Gorek A., Nemček A., 1955: Ložiská mangánových rúd Slovenska II. Mangánové rudy v bradlovom pásme stredného Považia. Geol. zborník VI, Bratislava. — Andrusov D., Scheibner E., Scheibnerová V., Zelman J., 1959: O transgresiách a regresiách kriedy vo vnútornom bradlovom pásme. Geol. zborník X, 2, Bratislava. — Birkenmajer K., 1953: Preliminary Revision of the Stratigraphy of the Pieniny Klippen-Belt Series in Poland. Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. III, 1, Warszawa. — Birkenmajer K., 1954a: Sprawozdanie z Badań geologicznych wykonanych w pieníńskim pasie skałkowym w latach 1950—1951. Bull. Inst. Geol. 86, Warszawa. — Birkenmajer K., 1954b: On the age of the so-called „Puchov Marls” in the Pieniny Klippen-Belt Series in Poland. Bull. Inst. Geol. 88, Warszawa. — Birkenmajer K., 1956a: Sedimentary characteristics of the Jarmuta Beds (Maestrichtian) in the Pieniny Klippen—Belt (Central Carpathians). Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. III, 4, Warszawa. — Birkenmajer K., 1956b: Uwagi o sedimentacji aalenu flyszowego i warsztw jarmutskich pasa skałkowego. Roczn. Pol. Tow. Geol. XXVI, Kraków. — Birkenmajer K., 1957a: Nové výskumy stratigrafie pieninského bradlového pásma v Poľsku. Geol. zborník VIII, 1, Bratislava. — Birkenmajer K., 1957b: Sedimentary characteristics of the Flysch—Aalenian in the Pieniny Klippen—Belt (Central Carpathians). Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. III, 5, Warszawa. — Birkenmajer K., 1958a: Submarine Erosional Brecks and Late Jurassic. Synorogenic Movements in the Pieniny Klippen—Belt Geosyncline. Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. III, 6, Warszawa. — Birkenmajer K., 1958b: Przewodnik geologiczny po pieníńskim pasie skałkowym I—III, Warszawa. — Birkenmajer K., 1959a: Seria czerwiecka — nowa seria skałkowa Pienin. Acta Geol. Pol. IX, 4, Warszawa. — Birkenmajer K., 1959b: Przekroje geologiczne przez Polskie Pieniny. — Birkenmajer K., Kokoszyńska B., 1958: Revizja fauny kredowej zebrana przez L. Horwita w pieníńskim pasie Skałkowym. Cz. I: Fauna tzw. „santonu” w przelomie niedzickim koło Czorsztyna. Bull. Inst. Geol. 135, Warszawa. — Birkenmajer K., Narebski W., 1958: Konkrecje wenglanowe lupków aalenu pieninskiego pasa skałkowego Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol. XXVII, Kraków. — Birkenmajer K., Żabiński W., 1957: Ślady miedzi w aalene pieninskiego pasa skałkowego. Acta Geol. Pol. VII, Warszawa. — Birkenmajer K., Wieser T., 1956: Tufity w warsztwach pstrych osłony pieninskiego pasa skałkowego. Acta Geol. Pol. VI, Warszawa. — Birkenmajer K., Znosko J., 1955: Przyczynek do stratigrafii doggeru i malmu pieninskiego pasa skałkowego. Roczn. Pol. Tow. Geol. XXIII (1953), Kraków. — Bourcart J., 1949: La théorie des flexures continentales. C. R. XVI, Congr. Intern. Géogr. Lisbon. — Kantorová V., 1953: O dvojakom veku púchovských slieňov. Geol. zborník IV, 1—2, Bratislava. — Kantorová V., Andrusov D., 1958: Mikrobiostatigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. zborník IX, Bratislava. — Kantorová V., Began A., 1958: Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. Geol. práce — zprávy 14, Bratislava. — Książkiewicz M., 1958: On the Turonian in the Pieniny Klippen—Belt. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. geol. et geogr. VI, 8, Warszawa. — Maheł M., 1955: Úvahy o priekrovovej stavbe centrálnych Západných Karpát. Geol. práce — Zprávy 3, Bratislava. — Mišík M., 1957: Litologický profil manínskou sériou. Geol. zborník VIII, Bratislava. — Mišík M., 1958: Výskyt rodu Nannoconus Kamptner v Západných Karpatoch. Geol. zborník IX, Bratislava. — Mišík M., 1959: „Lombardiová” mikrofácia — vedúci horizont

v malme Západných Karpát. Geol. zborník X, Bratislava. — Scheibner E., 1958a: Biostratigrafický a litologický výskum vnútorného bradlového pásma na strednom Považí. Rukopisná zpráva. Archív Geol. úst. D. Štúra v Bratislave. — Scheibner E., 1958b: O výskyte tzv. „globigerínovo-rádioláriových“ vrstiev v kysuckom vývine pieninskej série bradlového pásma Západných Karpát. Geol. zborník IX, 2, Bratislava. — Scheibnerovci E. a V., 1958a: O veku praznovských vrstiev v Považí. Geol. zborník IX, Bratislava. — Scheibner E., Scheibnerová V., 1958b: Kysucké a snežnické vrstvy — nové členy kriedy pieninskej série v kysuckom vývine. Geol. zborník IX, 2, Bratislava. — Scheibner E., Scheibnerová V., 1961: O výskyte dānu v bradlovom pásme Západných Karpát na Slovensku. Acta Geol. et Geogr. Univ. Com. 5, Bratislava. — Scheibnerová V., 1958a: Mikrobiostatigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy vnútorného bradlového pásma na strednom Považí. Diplomová práca. Archív Katedry geológie a paleontológie PF UK, Bratislava. — Scheibnerová V., 1958b: Globotruncana helvetica Bolli v kysuckom vývine pieninskej série vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Geol. zborník IX, 2, Bratislava. — Scheibnerová V., 1959: Nález mikrofauny v liase bradlového pásma v okolí Zázrivej. Geol. zborník X, 2, Bratislava. — Scheibnerová V., 1960a: Poznámky k rodu Praeglobotruncana Bermudez. Geol. zborník XI, 1, Bratislava. — Scheibnerová V., 1961: Foraminifery strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma Západných Karpát na Slovensku. Acta Geol. et Geogr. Univ. Com. 5, Bratislava.

Recenzoval A. Gorek

Vysvetlivky k príl. 1–2

Príl. 1. Schematická geologická mapa bradlového pásma medzi Pupovým vrchom (Zázrivá) a Tvrdošínom. 1. Paleogén v magurskom vývine. 2. Paleogén súľovsko-podhőlny. 3. Kampán—mastricht (gbelanské vrstvy), pestré globotrunkánové sliene. 4. Santón—kampán, upohlavské vrstvy, prevládajú zlepenice. 5. Santón—kampán, upohlavské vrstvy, prevládajú flyšové vrstvy a sliene. 6. Spodný turón, snežnické vrstvy, flyšové súvrstvie. 7. Alb—cenoman—spodný turón, rudinské, lalíncké a kysucké vrstvy, pestré globotrunkánové sliene a škvrnité vápence. 8. Titón—apt, celistvé rohovcové, slienité, rádioláriové, kalpionelové a nanokónové vápence. 9. Vrchný bat—titón—berias, czorsztynský vápenec, rogožnické vrstvy. — 10. Bat—kimeridž, hľuznaté vápence, rádioláriové vápence a jaspisy. 11. Bažos—bat, krinoidové vápence. 12. Aalen, purchióniové vrstvy. 13. Lotaring—toark, škvrnité vápence a sliene. 14. Hetanž—lotaring, grestenské vrstvy, pieskovce, bridlice, vápence. 15. Sklony a smery vrstiev. 16. Normálne geologické hranice. 17. Plocha nasunutia. 18. Tektonický styk. 19. Transgresívny kontakt.

Príl. 2. Schematická geologická mapa bradlového pásma medzi Púchovom a Žilinou. 1. Augitická brekcia (vrchnosenónska). 2. Neogén. 3. Paleogén v magurskom vývine. 4. Paleogén súľovsko-podhőlny. 5. Kampán—mastricht, flyšové vrstvy, orbitoidové vrstvy. 6. Kampán—mastricht (gbelanské vrstvy), pestré globotrunkánové sliene. 7. Santón—kampán, rudistové, riasové a koralové biohermy. 8. Santón—kampán, upohlavské vrstvy, prevládajú flyšové vrstvy a sliene. 9. Santón—kampán, upohlavské vrstvy, prevládajú zlepenice. 10. Alb—cenoman, flyšový vývin s prevládanim pieskoviec (v cenomane orlovské vrstvy). 11. Alb—cenoman—spodný turón, šedé sliene, cementové sliene a praznovské vrstvy, globotrunkánové sliene, prevládajú sliene. 12. Alb—cenoman—spodný turón, rudinské a lalíncké vrstvy, pestré globotrunkánové sliene a škvrnité vápence. 13. Alb—cenoman subatranský, sliene a flyšové vrstvy. 14. Apt, sliene s vložkami gravelových vápencov a krinoidových vápencov. 15. Barém—apt (urgón), masívne gravelové vápence. 16. Titón—neokóm subatranský, slienité vápence. 17. Titón—apt, celistvé, rohovcové, slienité rádioláriové, kalpionelové a nanokónové vápence. 18. Vrchný bat—titón—berias, czorsztynský vápenec, rogožnické vrstvy. 19. Radiolarity a hľuznaté vápence manínskej série. 20. Bažos—bat, krinoidové vápence. 21. Aalen—bat, posidóniové a nadposidóniové vrstvy. 22. Lias—aalen, tmavé vápence hetanžu, krinoidové vápence stredného a vrchného liasu až aalenu manínskej série. 23. Lotaring—toark, brachiopódové a krinoidové vápence (hierlatzské vrstvy). 24. Lotaring—toark, škvrnité vápence a sliene. 25. Koralové vápence s *Amphiclina ammoena* Bitt. 26. Ladin—dolomit. 27. Sklony a smery vrstiev. 28. Normálne geologické hranice. 29. Transgresívny kontakt. 30. Plocha nasunutia. 31. Tektonický styk. 32. Výskyty skamenelín.

AN OUTLINE OF THE PRESENT STATE OF KNOWLEDGE ABOUT
THE GEOLOGY OF THE KLIPPEN BELT BETWEEN R. VLÁRA AND
T. TVRDOŠÍN

(Add. 1-2)

In this work the authors introduce an outline of new results of study of the klippen belt of Slovakia between river Vlára and town Tvrdošín, which were obtained during the geological mapping for the geological map in scale 1:200 000 (the topographical section Žilina and B. Bystrica), especially in regard to the stratigraphy of the cretaceous deposits on the basis of micropaleontological investigations. The results of the last are published in the other work (V. Scheibnerová 1961).

On the topographical section Žilina from the morphological point of view the north — western and northern elements of the klippen belt belong to White Carpathians and Javorníky, in eastern parts to Kysuca highlands and southern elements to Strážov mountains; on the topographical section B. Bystrica north — western parts of the klippen belt belong to Kysuca highlands and Oravská Magura, southern and eastern ones to Orava highlands.

Anticlinial and anticlinorial character of the klippen belt on the topographical section Žilina, but mainly on the topographical section B. Bystrica, is very apparent.

Paleogene of magura development penetrates into the klippen belt on some places and divides the last into several anticlinal and synclinal belts. The klippen belt separates the exterior paleogene from southern zones of Central West Carpathians and mainly from inner carpathian paleogene. It is very characteristic for whole klippen belt, that a great part of older deposits of triassic, jurassic and lower cretaceous age is morphologically projected and forms great rocks which are named as „klippen“ and the last name gives the name for whole belt (bradlové pásmo, Klippen Zone, zone des klippen). The origin of klippen is various. The part of them is of tectonic character — it represents morphologically projected belts and consists of resisting suite of triassic, jurassic and lower cretaceous age, which develops gradually from its base and in higher part passes from albian to lower turonian. However, generally the klippen are connected with surrounded deposits tectonically, although the transgressive senonian, respectively paleogene has an important task in the origin of the last.

We distinguish two terms: „klippen“ and „klippes“, however these two names are only in English and in Slovak and German languages there is only one term: „Klippen“ and „bradlo“, of course instead of klippen and klippen there is a „klippen of pieniny“ and „switzerland types“. In switzerland Alps the residues of nappes consisted of mesozoic suite, which lies on the paleogene flysh and are of tectonical character (S h a r d t 1894), were named „klippes“. In Carpathians we may observe the klippenes mainly in Central West Carpathians. Of the other character are the masses of rocks with the form of elongated tectonical lenses or isometrical blocks, sometimes more — or less regular folds, which continue into considerable depth. They were named „klippens“ (or klippen of Pieniny type) and they predominate in the klippen belt of West Carpathians in Slovakia. In the klippen belt on the topographical section Žilina we observe the both types, however, the klippen predominate.

The first notes about the klippen belt are from the first half of the last century; we may find them in the monography of. D. Andrusov (1931, 1938, 1945). The important works about the

* Dr. Sc. D. Andrusov, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, ul. Obrancov mieru 41. Prom. Geol. E. Scheibner, Chair of Geology and Paleontology of Faculty of Natural Sciences of J. A. Comenius University, Bratislava, Gottwaldovo nám. 2.

klippen belt of Orava and Považie from the first half of this century are the works of D. Andrusov (mainly 1931 a, b, 1937, 1938, 1944, 1945), who stated the stratigraphy of whole mesozoic suite, separated the suite of paleogene from mesozoic one and stated in general the tectonic character of the klippen belt.

The stratigraphy of triassic, jurassic and part of cretaceous deposits stated by D. Andrusov is in general correct. The new investigations, partly of principal and partly of revisional character, exacted and made detailed the stratigraphy of cretaceous. Of great importance are the works of K. Birkenmajer (mainly 1957, 1958) in Pieniny klippen belt. The new investigations modified also the general conception of the building of the klippen belt. D. Andrusov supposed, that the nappes of the klippen belt developed between aptian and albian. The new investigations showed, that in some of the pienidy series the sedimentation passed to the lower turonian. The main phase of the folding in the klippen belt was between lower turonian and santonian, i. e. subhercynian phase. Very important is the new notion that the older part of the „klippen mantle“ (albian—cenomanian), supposed formerly as uniform for all klippen series, represents a normal member of manin serie. Albian and cenomanian of pienidy series is of another character.

The part of the klippen belt eastern from Žilina to Pupov vrch was mapped by E. Scheibner. The detailed microscopical investigation was made by V. Scheibnerová. The region western from Púchov was in a great part mapped by A. Began. The micropaleontological investigation of that region was made by V. Kantorová. In other region, formerly mapped by D. Andrusov it was made a revision. On the left bank of Váh between Žilina and Považská Bystrica and in vicinity of Butkov was made by E. Scheibner and V. Scheibnerová (1956—1957); on the right bank of Váh on the topographical section Bytča and southern from Pov. Bystrica by K. Borza and O. Jendrejáková; in Orava by V. Kantorová and D. Andrusov (1958) and mainly by E. Scheibner and V. Scheibnerová.

I. THE STRATIGRAPHY OF THE KLIPPEN BELT ON THE TOPOGRAPHICAL SECTION ŽILINA AND B. BYSTRICA

In the klippen belt we distinguish some cycles of sedimentation separated by gaps which were caused by tectonical movements. To first cycle belong sediments from triassic to lower turonian. In these sediments we may distinguish several series. The second cycle is represented by the suite of senonian, which consists of a single series, however, with many facial changes. To third cycle belongs a suite of paleogene with two developments: magura development on the north, which belongs to two series (whitecarpathian and bystrica series) and paleogene of súľov—podhalie development on the south. To fourth cycle belong the sediments of burdigalien. The fifth cycle is represented by plioceneous and quarternary deposits.

In this work we describe the sediments of first and second cycles.

1. The series of first cycle (middle triassic to lower turonian).

A. Pienidy series:

- | | |
|----------------------------------|-----------------------------------|
| a) czorsztyń serie, | (a ₁) hrabovka serie) |
| b) pruské serie, | } pieniny serie sensu lato |
| c) podbiel serie, | |
| d) kysuca serie, | |
| e) pieniny serie, sensu stricto. | |

B. Hightatric serie:

manin serie.

C. Subtatic series:

- a) križná serie,
- b) kostelec serie.

2. The series of second cycle (upper cretaceous).

A. The serie of a transgressive upper cretaceous (santonmaastrichtian, locally danian).

The principal series are: a) czorsztyń and e) pieniny serie s. s. with transitional series: b) pruské, c) podbiel and d) kysuca (which its analogy czertezik, niedzica and branisko serie in Poland); the last is most complete and distributed serie in whole klippen belt. a₁) Hrabovka serie is a czorsztyń serie from which we know only upper triassic member, on which transgressively lies lower turonian.

The division into several series is done on the basis of development of dogger and malm. During two last stages the pieniny district of sedimentation was considerably divided.

On the topographical section Žilina very distributed is manin serie, which resembles hightatric — tomanová serie of High Tatra. The former serie builds a big klippen of pieniny type, often with regular fold building.

The subtatic series in the region of the klippen belt on the topographical section Žilina build the klippen (of switzerland type). They belong to elements of subtatic nappes, which were slipped on the klippen belt during the beforsonian folding; during aftersenonian phase of folding they were folded with their tectonical base.

The sediments of second cycle (santonian—maastrichtian locally danian) are transgressive on the folded series of first cycle and are distributed in whole klippen belt. They are characteristic by considerable facial variegation.

1. The series of the first cycle

A. Pieniny series

a) Czorsztyń serie

The klippen built by this serie occur in north-western part of the klippen belt on the topographical section Žilina. The stratigraphy of this serie is very complete from middle triassic to titonian. Neocomian up to the present time is unknown and cenomanian, respectively albian—cenomanian is transgressive on older deposits. On the topographical section Banská Bystrica only some klippen are built by this serie and a stratigraphy of the last is not complete. The new notion represents the occurrence of triassic and liassic deposits. The stratigraphy of albian—cenomanian deposits is based on microfauna.

a₁) Hrabovka serie

Near Hrabovka and Púchov the coral limestones occur. On the top of the last, red and yellow marls lie with lower turonian microfauna (V. Scheibnerová, 1961). This serie represents an equivalent of czorsztyń serie, however without development of jurassic, which could be eroded before turonian.

b) Pruské serie

This serie is a transitional between czorsztyń and pieniny serie s. s. In this serie are known aalenian—bajocian, bathonian—kimeridgian and titonian—lower neocomian. In this serie on the other places it was found lias, albian and cenomanian. In the stratigraphy of this serie up to the present time are not new notions.

c) Podbiel serie

This serie up to the present time is known only from one, but of great importance klippen Červený Kameň (Red Stone) near Podbiel in Orava (the topographical section B. Bystrica). It represents one of the transitional series between czorsztyń and pieniny serie. The new is an establishment of albian and cenomanian on the basis of microfauna.

d) Kysuca series

This serie is a most important and distributed serie in the klippen belt of West carpathians. It represents one of the transitional series. It is characterized by very complete serie from triassic to lower turonian. This serie was studied by E. Scheibner and V. Scheibnerová (1958) and will be independently described. The micropaleontology of the last is described by V. Scheibnerová (1961). The new is an establishment of albian (rudina beds), cenomanian (lalink beds) and lower turonian (kysuca and snežnica beds).

e) Pieniny serie sensu stricto

The stratigraphy of this serie is complete from aalenian—lower bathonian, through titonian—neocomian—baremian aptian to albian and lower turonian. Up to the present albian to lower turonian was not known.

B. Hightatric serie

Manín serie

This serie is very important between Púchov and Žilina (the topographical section Žilina). On the topographical section Banská Bystrica we know only a belt of albian—cenomanian marls of no great importance. This serie is composed of the suite of rhaetian to lower turonian. We may distinguish two hemicycles: beforalbian and afteralbian. They are separated by the so-called manin emersional phase (D. Andrusov 1959). By new investigations it was exacted the stratigraphy of middle cretaceous.

The microfacial study of this serie was made by M. Mišík (1958), the paleontological study of dogger and malm by M. Rakus and geological-micropaleontological study by E. Scheibner and V. Scheibnerová (1958).

C. Subatric series

a) Križná serie

This serie builds the klippen (of switzerland type) in the southern part of the klippen belt on the topographical section Žilina, mainly southern from Pov. Bystrica.

In this serie we know: titonian—neocomian, aptian and albian.

b) Kostelec serie

This serie is composed mainly of the suite of liassic deposits (in hierlatz facies with brachiopoda fauna) and builds the klippen of switzerland type.

2. The deposits of second cycle

A. The transgressive upper cretaceous

In this suite we distinguish two biostratigraphical elements: santonian—campanian and campanian—maastrichtian (danian). They are characteristic by a facial variegation. The suite is com-

posed of conglomerates, biohermial limestones, flysh beds and marls in couches-rouges facies. This suite shows certain affinity with Gosau of Alps. The stratigraphy was made on the basis of fauna from bioherms (D. Andrusov 1945) and mainly on the basis of microfauna [O. Jendrejáková, V. Kantorová (1953, 1948a, b) and mainly V. Scheibnerová (1961)].

II. THE TECTONIC OF THE KLIPPEN BELT OF WEST CARPATHIANS IN SLOVAKIA

The tectonic of the klippen belt in the topographical section Žilina and B. Bystrica is characterized by some important phases of folding during the alpin stage: 1. folding between lower turonian and santonian (beforgosau or oldsubhercynian phase), 2. folding between senonian and paleogene (laramic phase), 3. folding between paleogene and burdigalian (sava phase). Of no great importance were younger tectonic movements during neogene and quaternarian. In some series we may observe the influence of older phases of alpin tectonic movements without direct influence on the present building of the klippen belt.

On the basis of the tectonic character of the klippen belt we suppose, that during beforsenonian phase of folding had their origin the nappes with the direction from south to north. During the laramic phase on the territory of Czechoslovakia the nappes probably did not develop.

Eastern from Hričov the tectonic of the klippen belt is of similar character as on the topographical section B. Bystrica, where it is characterized by the occurrence of several reduced folds and tectonic scales, composed of mesozoic and paleogene deposits, the last in magura development. The origin of these we may put after paleogene, probably during the sava folding. The tectonic elements are with vergency to south.

In the next part we describe the tectonic elements on the topographical section Žilina and B. Bystrica.

In the Terchová section of the klippen belt the direction of the elements of the klippen anticlinorium and single afterpaleogene folds is west-south-west—east-north-east and near Zázrivá west-east. The both northern and southern border lines of the klippen belt in the Terchová section are of tectonic character.

Near the north-eastern part of Malá Fatra the klippen belt turns and changes its direction to north-south and in the valley of river Orava near Istebné again its direction becomes south-west—north-east. In the bend of the klippen belt there is a dislocation of south-north direction, which separates the klippen belt from podhalie paleogene.

The magura paleogene near Zázrivá is not separated from the klippen belt tectonically.

In the western part of the klippen belt in Orava only mesozoic suite occurs. Eastern, near Oravský Podzámok between belt of mesozoic suite are the synclinal belts of paleogene with the direction south-northwest—north-northeast. The mesozoic suite here represents a normal base of paleogene in magura development. The mesozoic suite of the klippen belt on the topographical section B. Bystrica only rarely represents a normal base of súľov-podhalie paleogene. Up to the present time it is known only one locality near Kňažia in Orava, where podhalie paleogene (of lutetian age) lies transgressively on senonian (zaskal breccia). On the topographical section Žilina eastern from Varín we suppose the transgressive connection between podhalie paleogene and klippen belt on the basis of occurrence of klippen belt elements in the region built by súľov-podhalie paleogene.

Between Žilina and Vlára we distinguish two parts: a part on north and north-west, in which from the beforsenonian elements mainly pienidy series occur (czorsztyń, pruské and kysuca series) and a part on south-east, where pienidy series do not occur, or only rarely. Here the main series predominates.

In the region near Vršatec, Mestečko and Mariková we observe the elevations composed of

paleogene and in anticlinal parts with mesozoic rocks. The direction of folds and all tectonic elements is here generally north-east—south-west. Only western from Púchov in the middle part of the klippen belt the direction of the last is north-south. On the basis of these facts we suppose a sigmoidal bend developed mainly in region with kysuca and czorsztyń development.

In southern region built mainly by a suite of manin development the afterpaleogene folding was not so intensive as in north-eastern part.

The southern part of this region is built mainly by paleogene in súľov-podhalie development, which forms anticlinas and synclinas. Western from meridian of Pov. Bystrica the belt of súľov paleogene disappears and the klippen belt is from Križná nappe separated by a dislocation with direction to south. Near Horný Moštenec and southern from Butkov on the albian—cenomanian of manin serie the blocks of the Križná nappe lie. The Križná nappe was slipped on before a transgression of paleogene and probably before senonian.

On many places the Kostelec serie lies on the cretaceous of manin series upon a transgressive paleogene. Near Súľov the pebbles of lias of Kostelec serie were found in upohlav conglomerats.

As mentioned above, between Púchov and Hričov the main serie predominates, however, there are developed also other elements. Except for subatric elements, in southern part occur the belts composed of czorsztyń and kysuca series between the albian—cenomanian beds of manin serie. D. A n d r u s o v (1938) formerly supposed, that albian—cenomanian suite of manin serie represents a basis of „klippen mantle“ uniform for manin and pieniny series. However, as the new investigations showed, the albian—cenomanian of the „klippen mantle“ is a normal member of manin serie and albian—cenomanian of pieniny series is of another character. Therefore the above-mentioned belts of jurassic, neocomian and cenomanian of kysuca and czorsztyń series represent tectonical elements.

In the klippen belt we admit the developments of tectonical nappes with the direction from south to north (at a distance 8—10 km). This is due almost exclusively to a distinguishing of several series composed of jurassic and cretaceous deposits with different facieses. However, we cannot distinguish the influence of older phases of folding in the klippen belt, because of the influence of afterpaleogene folding.

During the laramic folding probably did not origin the nappes, although we observe mainly in senonian many blocks of exotic rocks (which in present time occur on no outcrops on the surface). During the beforgosau folding the underlaying deposits were discovered and gave the origin to exotic material. During the laramic folding the underlaying deposits got into depth and now do not occur on the surface.

The czorsztyń serie is of geanticlinal character and was deposited in northern part of pienidy district of sedimentation. Southern from this serie were deposited pruské, podbiel and kysuca series and most southern pieniny serie sensu stricto. South from the pienidy district of sedimentation manin serie was deposited. During beforgosau phase the above-mentioned series were folded, and in form of nappes, slipped elements from south to north.

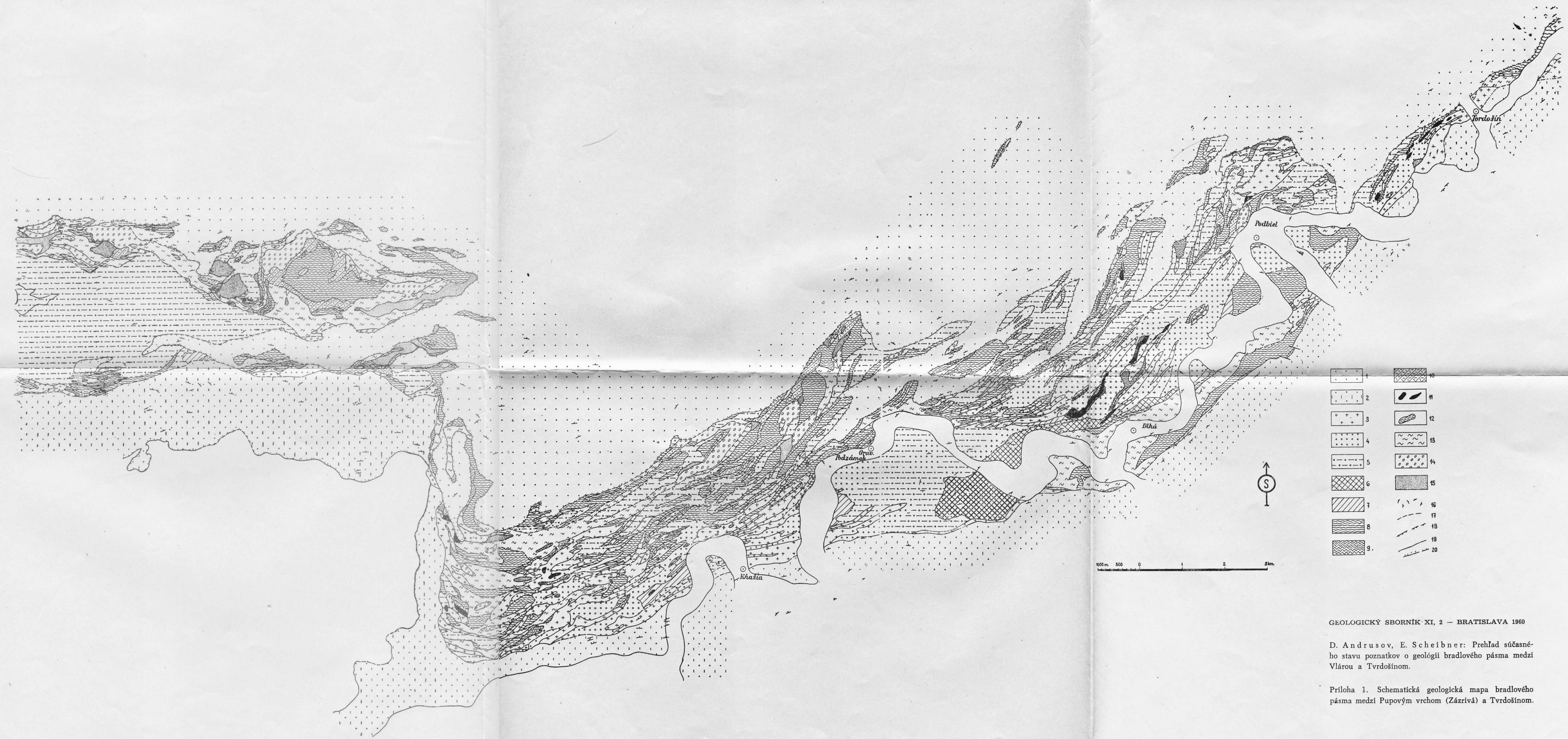
The lenseform building of the mesozoic suite and partly of paleogene penetrates in the klippen belt into considerable depth. The klippen belt represents a belt intensively laterally compressed. The zone of main pres of the elements of Central West Carpathians on the klippen belt during the sava phase was in depth and therefore the tectonic scales and folds of the klippen belt were slipped with south vergency on the podhalie paleogene.

The tectonic of the klippen belt is very complicated and to this fact are due our results about an existence of nappes, although of no great dimensions. The character of the klippen belt we cannot explain only by synsedimentary tectonic movements (M. M a h e I 1955).

The add. 1. The schematic Map of the Klippen Belt between Púchov vrch and Tvrdosín. 1. Paleogene in magura development. 2. Súľov-podhalie paleogene. 3. Campanian—maastrichtian (the gbelany beds), the variegated globotruncana marls. 4. Santonian—campanian, the upohlav beds with prevailing conglomerats. 5. Santonian—campanian, the upohlav beds with prevailing flysh beds and marls. 6. Lower turonian, the snežnica beds, a flysh suite. 7. Albian—cenomanian—lower turonian, the rudina and lalinec beds, the variegated globotruncana marls and spotted limestones. 8. Tithonian—aptian, solid limestones with cherts and marly, with radiolarias, calpionellas and nannocons limestones. 9. Upper bathonian—tithonian—berriasian, the czorsztyń limestone, the rogoźnik beds. 10. Bathonian—kimmeridgian, the tuberous limestones, radiolarian limestones and jaspers. 11. Bajocian—bathonian, the crinoid limestones. 12. Aalenian, the muchisonian beds. 13. Aalenian—bathonian, the posidonian and upperposidonian beds. 14. Lotharingian—toarcian, the spotted limestones and marls. 15. Hettangian—lotharingian, the gresten beds—sandstones, slates, limestones. 16. Inclinations and directions of beds. 17. The normal geological borders. 18. The slipping surface. 19. The tectonical connection. 20. The transgressive connection.

The add. 2. The schematic geological Map of the Klippen Belt between Púchov and Žilina. 1. The augititic breccia (of uppersenonian age). 2. Neogene. 3. Paleogene in magura development. 4. Súľov-podhalie paleogene. 5. Campanian—maastrichtian, the flysh beds, the orbitoid beds. 6. Campanian—maastrichtian (the gbelany beds), the variegated globotruncana marls. 7. Santonian—campanian, rudistia, algeous and corral bioherms. 8. Santonian—campanian, the upohlav beds with prevailing flysh beds and marls. 9. Santonian—campanian, the upohlav beds with prevailing conglomerats. 10. Albian—cenomanian, the flysh development with prevailing sandstones (the so called orlové beds in cenomanian). 11. Albian—cenomanian—lower turonian, grey marls, the cement marls and praznov beds. 12. Albian—cenomanian—lower turonian, the rudina, lalinec and kysuca beds, the variegated globotruncana marls and spotted limestones. 13. Albian—cenomanian of subatatic serie, marls and flysh beds. 14. Aptian, marls with intercalations of the so called „gravel“ limestones and crinoid limestones. 15. Barremian—aptian (urgonian), massive „gravel“ limestones. 16. Tithonian—neocomian of subatatic serie, marly limestones. 17. Tithonian—aptian, the solid limestones with cherts and marly radiolarian, calpionellian and nannoconian limestones. 18. Upper bathonian—tithonian—berriasian, the czorsztyń limestone, rogoźnik beds. 19. Radiolarian cherts and tuberous limestones of manin serie. 20. Bajocian—bathonian, the crinoid limestones. 21. Aalenian—bathonian, the posidonian and upperposidonian beds. 22. Lias—aalanian, the dark limestones of hettangian, the crinoid limestones of middle and upper lias to aalenian of manin serie. 23. Lotharingian—toarcian, the crinoid limestones and limestones with brachiopods (the hierlatz beds). 24. Lotharingian—toarcian, the spotted limestones and marls. 25. The corral limestones with *Amphiclina amoena* Bittn. 26. Ladinian dolomite. 27. Inclinations and directions of beds. 28. The normal geological borders. 29. The transgressive connection. 30. The slipping surface. 31. The tectonical connection. 32. Occurrences of petrifications.

Translated by V. Scheibnerová



GEOLOGICKÝ SBORNÍK XI, 2 — BRATISLAVA 1960

D. Andrusov, E. Scheibner: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárrou a Tvrdosínom.

Príloha 1. Schematická geologická mapa bradlového pásma medzi Pupovým vrchom (Zázrivá) a Tvrdosínom.



GEOLOGICKÝ SBORNÍK XI, 2 - BRATISLAVA 1968

D. Andrusov, E. Scheibner: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom.

Príloha 2. Schematická geologická mapa bradlového pásma medzi Pôchovom a Žilínou.