

Geologická stavba bradlovej a príbradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia kriedových sedimentov novovymedzených sekvencií

JOZEF SALAJ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 31. 3. 1989, revidovaná verzia doručená 23. 5. 1989)

Geological structure of the Kippen and Periklippen zones in the Middle Váh river valley and lithological classification of Cretaceous sediments from the newly defined sequences

Attention is paid to the study of the individual Klippen and Periklippen (Klape and Manín) Belt units in the section Ilava—Žilina, mainly focusing on the stratigraphy and lithological classification of Cretaceous sediments in the newly defined sequences. In the Klape unit of the Sebešánová sequence, in the Drietoma unit of the Vrzávka, Stupné, Hoštíná sequences and in the Manín unit of the Podháj and Hradná sequences. These sequences in the frame of the Klape, Drietoma and Manín units, similarly as the Gosau Cretaceous and Paleogene of the Myjavská pahorkatina upland, belong to the Vahicum, its upper stage, from tectonic point of view in the sense of Maheľ (1981b).

Besides introduction of several new terms of sequences at the same time attention is called to the validity of older terms: the Upohlava beds for the Upper Albion — Lower Cenomanian, Púchov beds for the Lower Campanian, Ihršte formation for the Middle Campanian — Maastrichtian. The author also remarks that some of the terms introduced into literature later as the Gbefany, Košariská and Hrabov beds (= Púchov beds), Zadovec beds (= Snežnica and Sromowec beds), Hlboké beds (= Ihršte formation) are invalid, equally as also the term Hradisko formation (represented by several slices, not of the Manín, but Drietoma unit, with the range from the Upper Turonian to Maastrichtian) is necessary to consider as invalid.

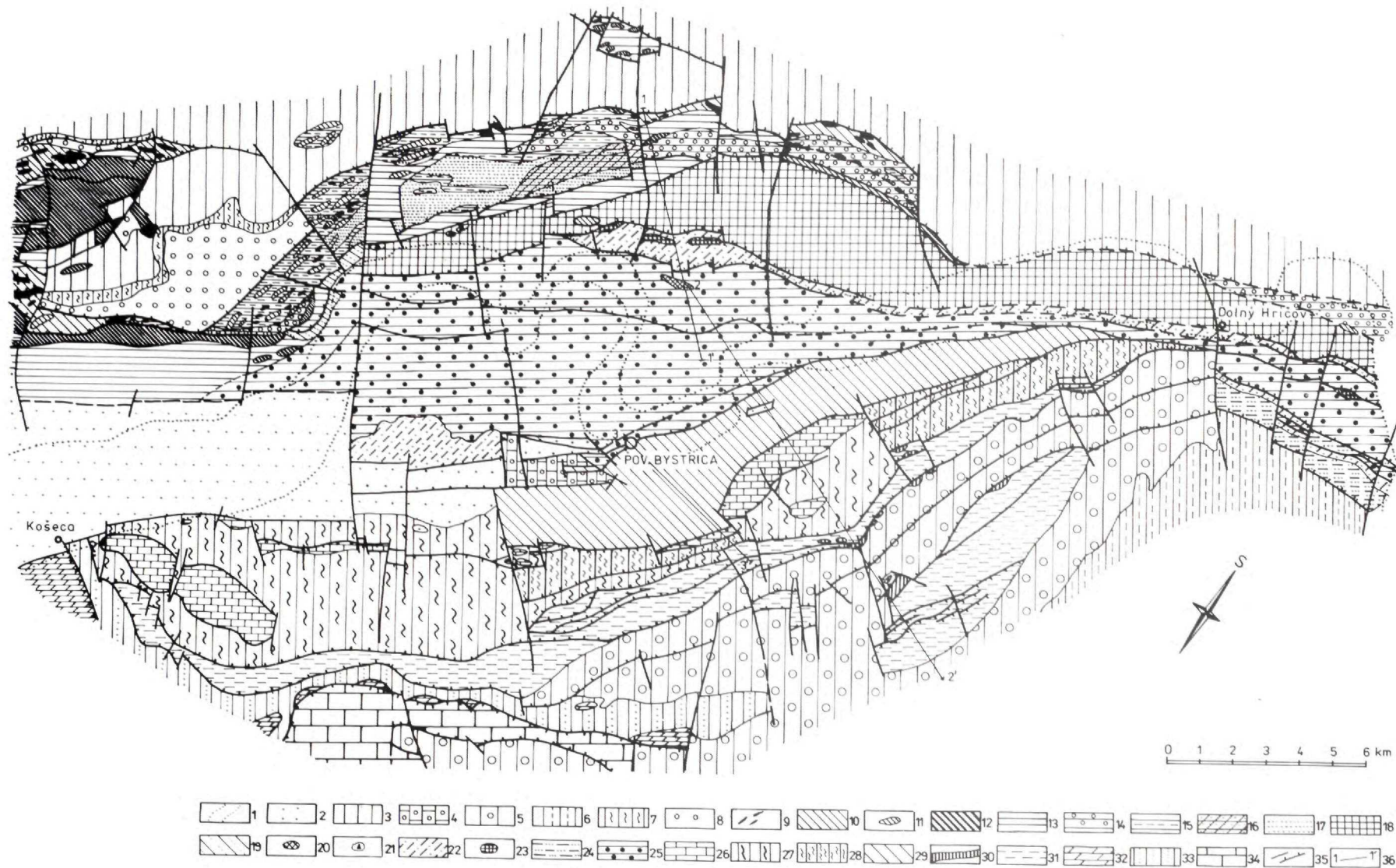
Úvod

V rokoch 1986—1988 autor študoval jednotlivé jednotky stredného Považia so zameraním hlavne na ich stratigrafiu a paleogeograficko-tektonický vývoj tohto územia, ktoré autor reambuloval s novým doplnkovým mapovaním (obr. 1).

Na geologickej stavbe stredného Považia, reprezentovaného hlavne jv. časťou Javorníkov, Podmanínskou pahorkatinou, Súľovskými vrchmi a Žilinskou kotlinou (v úseku Ilava—Žilina) sa podieľajú hlavne jednotky bradlového a príbradlového (klapského a manínskeho) pásma, ktoré v ostatnom čase študovali viacerí autori (Andrusov, 1959, 1966; Began, 1961, 1969; Andrusov a Scheibner, 1960; Biely, 1975; Birkenmajer, 1988; Kysela et al., 1982; Maheľ, 1978a, b, 1979a, b, 1980, 1981a, b, 1984, 1985, 1986; Maheľ in Maheľ et al., 1967; Marschalko a Kysela, 1979, 1980; Marschalko, 1986; Marschalko et al., 1980; Marschalko a Samuel, 1975, 1980; Mišík a Sýkora, 1981; Rakús, 1961, 1965, 1975, 1980, 1984; Salaj, 1961, 1962, 1982, 1986, 1987, 1988; Salaj a Began, 1963, 1966a, b, 1977, 1983; Salaj a Kysela, 1975; Salaj a Kysela et al., 1979; Salaj a Samuel, 1963, 1966; Samuel et al., 1972, 1983; Scheibner, 1961, 1962; Scheibnerová, 1962 a i.).

Prehľad geologickej stavby

Bradlové pásmo v pôvodnom chápaní Andrusova (1959) okrem pienidných (čorštyňská, kysucká a rôzne prechodné vývoje) zahrňovalo aj klapské a manínske bradlo spolu s flyšovými súvrstviami, ktoré ich obklopovali. Neskoršie Began (1961) a hlavne Scheibner (1962) vyčlenili samostatnú klapskú jednotku, paleotektonicky reprezentujúcu paleosvah kordiléry plytkovodnej klapskej sedimentačnej zóny priľahlej k bradlovej sedimentačnej zóne. Stratigrafiu jednotlivých stredno- až vrchnokriedových členov a ich sekvencie v priestore a v čase najprv ešte v rámci manínskej jednotky ako jeden z jej troch vývojov vypracoval Salaj (1962), ktorý ku klapskej jednotke pričlenil Salaj a Samuel (1966). Títo autori individualizovali manínsku jednotku ako samostatnú, podobne ako Rakús (1977), ktorý zároveň definoval aj drietomskú sekvenciu a drietomský sedimentačný priestor. V pôvodnej definícii Rakúsa (1977) bol drietomský sedimentačný priestor v jure — spodnej kriede situovaný medzi pienínskym sedimentačným priestorom na severe a šiprúnskym trogom na juhu. Jeho názor o osovom ponáraní tohto sedimentačného priestoru na juhu je správny. Ide však o pokračovanie nie manínskeho, ale chotúčskeho liasového — spod-



nokriedového pruhu, ktorý Andrusov (1959) považuje za kysucký, kým Salaj a Began (1983) ho pričlenili k drietomskej sekvencii.

Tektonické jednotky, ktoré obsahujú flyšové súvrstvia, t. j. klapskú a manínsku, vyčlenil Maheľ (in Maheľ et al., 1967) z bradlového pásma a zaradil do pribradlového pásma, ktoré predstavuje zónu styku vnútorných Karpát, obmedzených peripieninským lineamentom a bradlovým pásmom.

V považskom úseku má pribradlová zóna šírku 10 km, okrem klapskej jednotky je tam mohutnejšie zastúpená manínska jednotka a čelová časť križňanského príkrovu, pričom vrchná krieda nadväzuje na manínsku jednotku (Maheľ, 1980, s. 201).

Klpská a drietomská jednotka v autorovom poňatí (Salaj a Began in Salaj, 1982; Salaj a Hanáček in Salaj, 1987) tvorili do spodného albu súčasť rozsiahlej vápencovej platformy (= severozápadný okraj slovenského, resp. západokarpatského bloku), ktorá bola v priebehu albu až turónu obdukčne sunutá do bradlového pásma, rozlámaná, jej časti sa postupne vynárali vo forme viacerých „ultrapieninských kordilér“ a erodovali. Dochádza ku skracovaniu sedimentačného priestoru podsúvaním bradlového pásma a k pohlcovaniu častí na JZ situovanej hlbšej zóny zodpovedajúcej v zmysle Maheľa (1981b) spodnej etáži váhika. Táto hlbšia sedimentačná zóna, zodpovedajúca váhiku, by za predpokladu, že vážsky trog v zmysle Maheľa (l. c.) bol v južnom susedstve kysuckého trogu, mala byť situovaná v predpolí klapskej mezozoickej vápencovej platformy.

Vzhľadom na vývoj čiernej spodnej a strednej jury váhika, teda typu jury, aký je vo vrte SBM-Soblahov (Maheľ, 1986; s. 360) a v sekvencii Borinky v okolí Borinky a Marianky (Maheľ, 1986), je

logickejšie situovať vážsky trog na SZ od tatrika Malých Karpát a na JZ od bazénu klapskej mezozoickej vápencovej platformy. Trias podložného váhika pôvodne z prevažnej časti tejto zóny pred transgresiou tmavých borinských brekciovitých vápencov erodoval, pričom po ich usadení dochádza k výraznému prehĺbeniu vážskeho bazénu, ktorý tým stratil svoj pôvodný tatrisko-fatriský charakter.

Z uvedeného je zrejmé, že nemožno stotožňovať bazény klapskej mezozoickej platformy a vážskeho trogu, ako aj klpskú sekvenciu s tektonickou jednotkou váhika spodnej etáže (Salaj, 1982, 1987). Vyplýva to aj z toho, že rozľahlé erodované časti klapskej platformy mali triasovospodnokriedové sekvencie takého charakteru ako mezozoikum Čachtických a Brezovských Karpát (Began a Salaj, 1978; Salaj a Hanáček in Salaj et al., 1987).

Naproti tomu novovymedzené stredno- až vrchnokriedové sekvencie pričlenené ku klapskej a drietomskej jednotke, ako aj paleogénne sekvencie prevažne vo flyšovom vývoji, ktoré vznikali v novovytvárajúcich sa bazénoch pribradlovej zóny vrátane bazénu gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny, patria do vrchnej etáže Maheľom (1981b) definovaného váhika. Tieto sekvencie boli vyvrásnené čiastočne v neskorolaramskej, ale hlavne v sávskej fáze vrásnenia, pred transgresiou miocénnych egenburských sedimentov, tiež výrazne tektonicky postihnutých do systému priekopových prepádlin. Ich smer je SV—JZ so sklonom vrstiev 30—45° na JV.

Bradlové pásmo (oravikum, Maheľ, 1984)

Bradlové pásmo reprezentované vrstvomými sledmi čorštynskej (S) hiátom v spodnej kriede, s pestrými

- ◀ Obr. 1. Náčrt tektonickej stavby stredného Považia. Zostavené s použitím geologických máp: ČSSR (Maheľ et al., 1984), Strážovských vrchov (Maheľ et al., 1981), Považskej Bystrice, Bytče (Andrusov, 1951, 1957), Žiliny (Andrusov a Kuthan, 1943), prehľadnej mapy úseku Považská Bystrica — Žilina (Marschalko a Kysela, 1980) a nepublikovaných archívnych máp: Považská Bystrica 1 : 50 000 (Began et al., 1963), máp 1 : 25 000 Papradno, Dolná Mariková, Pruské (Salaj a Began, 1966, 1983), Nesluša, Žilina, Bytča (Salaj a Kysela, 1975, 1977), Súľov (Kysela a Rakús, 1979) a z nových poznatkov z predmetného územia (Salaj, 1988a, b). 1 — kvartér údolnej nivy Váhu, 2 — neogén, 3 — magurský (+ bradlový) paleogén, 4 — paleocén — spodný eocén v tektonickej depresii (karbonátové zlepenice až vápence a rify, makovecký vývoj), 5 — eocén (súľovské zlepenice centrálno-karpatského paleogénu v hričovsko-jablonovskom pruhu i vrchný paleocén), 6 — paleogénny flyš žilinskej kotliny, 7 — paleocén — spodný eocén kvašovského vývoja (pestré flyše), 8 — vrchný kampán — mástricht kvašovského vývoja (jarmutské vrstvy), Čorštynská jednotka: 9 — jura, 10 — alb — spodný kampán (pestré pustelniacke sliene), Kysucká jednotka: 11 — jura — turón, Drietomská jednotka: sekvencia Chotúča: 12 — vrchný trias — apt; Sekvencia Hoštinej: 13 — alb — spodný cenoman (nimnické vrstvy, flyš so zlepenicami — upohlavské vrstvy), 14 — stredný cenoman — santón (flyš, polohy zlepeníc a pestrých slien), 15 — spodný kampán (pestré sliene), 16 — stredný kampán (flyš, inocerátové a pestré sliene), 17 — vrchný kampán — paleocén (karbonátové zlepenice, detritické a rifové vápence, pieskovce a sliene); sekvencia Stupného: 18 — alb — cenoman (flyš, v cenomane s exotickými zlepenicami), Strečenická jednotka: 19 — jura — turón, Klpská jednotka: 20 — jura, 21 — olistolity; Sekvencia Šebeštanovej: 22 — kampán (pestré sliene, inocerátové sliene a jemnorytmický flyš), 23 — vrchný kampán — paleocén (karbonátové zlepenice až vápence s polohami rifov a flyš), 24 — paleocén — eocén (žilinské vrstvy); 25 — neokóm — spodný santón (od spodného albu detritický vývoj), Manínska jednotka: manínska sekvencia: 26 — jura — spodný alb; podmanínska sekvencia (= skupina, Kysela et al., 1982): 27 — vrchný alb — turón (butkovské, beluškoslatinské, praznovské vrstvy a flyš turónu), 28 — senón, miestami flyšový turón, Podhájska jednotka: 29 — titón — aptské vápence, sliene spodného albu s olistolitmi urgónskych vápencov, nimnické vrstvy (= sférosideritové vrstvy stredného albu), vrstvy butkovského typu, flyšový cenoman, Kostolecká jednotka: sekvencia Kostolca: 30 — jura — spodný alb; sekvencia Hradnej: 31 — titón — cenoman („križňanská“ spodná a „manínska“ stredná krieda v obklopení kostoleckých bradiel), Chočská jednotka: sekvencia Rohatej skaly: 32 — trias — jura, 33 — spodná krieda — alb, Strážovská jednotka: 34 — stredný trias — lias, 35 — zlomy a násunové línie, 36 — línie rezov.

Fig. 1. Outline of the Middle Váh river valley tectonic structure.

VÝVOJ MAKROVEKÝ SEKVENCIA HOŠTINEJ	SPODNÝ EOCÉN	50 m	slieňe s polohami pieskoviec
	LANDÉN (= TANET)	100-200 m	kravčíkovské súvrstvie: jemnozrnné karbonátové zlepenec, hrubozrnné pieskovce a bloky rifových vápencov
	SPOD. LANDÉN MONT DAN	50-100 m	šafanické vrstvy: slieňe, piesčité slieňe, pieskovce, organodetrifické vápence až zlepenec
	MÁSTRICHT — VRCH KAMPÁN	300-500 m	vrchný člen: inocerámové slieňe, pieskovce, orbitoidové organodetrifické vápence a jemnozrnné karbonátové zlepenec = bradlianske vrstvy
	STRED. KAMPÁN	50-150 m	spodný člen: sivé a červené slieňe s polohami pieskoviec (miestami polohy masivných bezdedavských organogénnych vápencov) = podbradlianske vrstvy
	SPOD. KAMPÁN	100-200 m	púchovské vrstvy: pestré, prevažne sivé a červené slieňe
	SANTÓN — KOŇÁK	200-400 m	sromovské vrstvy: flyšové súvrstvie s polohami bukovinských zlepenec, miestami polohy pestrých slieňov
	VRCH TURÓN	100 m	snežnícke vrstvy: pieskovce, slieňe, piesčité slieňe
	STRED. TURÓN — STRED. CENOMAN	100-200 m	halmianske vrstvy: slieňe, piesčité slieňe, pieskovce orlovského typu, polohy zlepenec a pestrých slieňov
	SPOD. CENOMAN VRCHNÝ ALB	50 m	upohlavské vrstvy: jemnorýtmický flyš s polohami zlepenec
	STREDNÝ ALB	150-200 m	nimické vrstvy: flyšové súvrstvie s polohami pelokarbonátov
	SPODNÝ ALB VRCHNÝ APT	5-30 m	koňhorské vrstvy: sivé slieňe skupiny Chotúča

Obr. 2. Drietomská jednotka. Sekvencia Hoštinej. Lokality Dohňany, Ihřište, Hoština, Klieština, Vieska-Bezdedov. Zostavil Salaj (1989).

Fig. 2. Drietoma unit. Hoština sequence. Localities: Dohňany, Ihřište, Hoština, Klieština, Vieska-Bezdedov (compiled by Salaj, 1989).

albsko-spodnokampánskymi pustelniackymi slieňmi. Birkenmajer, 1977, s. 121; jarmutskými vrstvami vrchného kampánu — mástrichtu a aglutinovanou mikrofaunou a belovežskými pestrými paleocénnymi — spodnoeocénnymi ilmi. Smerom na juh sa jarmutské vrstvy v rámci kvašovského vývoja definované Salajom a Beganom, 1983, stávajú transgresívnymi a ležia na rôznych vrstvových členoch drietomskej jednotky. Z jej podložia v tektonických oknách vystupujú bradlá čorštynskej a kysuckej jednotky. Salaj a Began et al., 1983.) a kysuckej jednotky s rôznymi prechodnými typmi vývoja (Andrusov, 1959; Began, 1969) vystupuje na povrch jednak v úzkom pruhu pozdĺž línie násunu magurského pásma na bradlové pásmo a jednak tvorí v oblasti Pruského viacero šupín, vystupujúcich na povrch z podložia na ne nasunutej drietomskej jednotky. Okrem toho skupina čorštynských bradiel vystupujúca na povrch v pruhu Brvnište — Višňové zvyrazňuje príkrovovú pozíciu drietomskej jednotky, reprezentovanej strednou — vrchnou kriedou sekvencie Hoštinej (obr. 2).

Okrem toho z podložia drietomskej jednotky na povrch vystupujú aj bradlá kysuckej sekvencie (s vrstvovým sledom do turónu), a to v tektonickom okne pri Upohlave (Began, 1961, 1969; Andrusov, 1966) a v autorom vymapovanom (Salaj, 1987) tektonickom okne v úseku Hvozdnica — južne od Višňového — Holý vrch — južne od Brvništa — kóta Žeravica — Prosné a Kruh, ktoré je prakticky sz. pokračovaním upohlavského okna.

Klaské pásmo

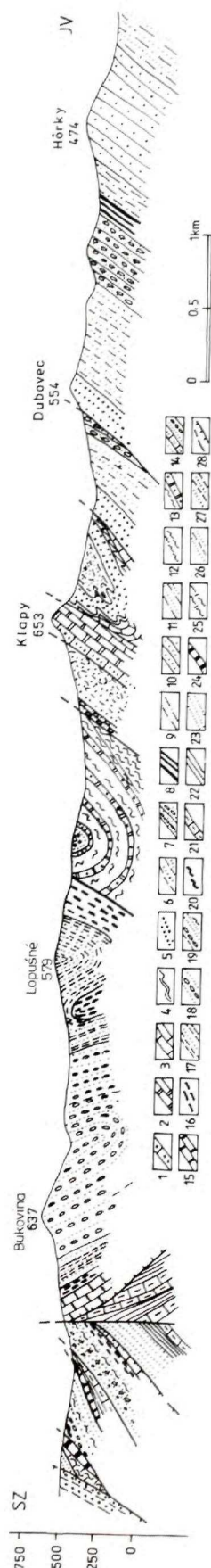
V klaskom pásme Salaj a Began (1983) vymedzili drietomskú jednotku, situovanú na SZ a klaskú jednotku, situovanú na JV, obe sedimentované v klaskom sedimentačnom priestore, ktorý bol postupne od albu (Marschalko, 1986) a v priebehu albu až spodného turónu sunutý na podsúvajúce sa bradlové pásmo (Salaj, 1987). Do klaského pásma autor pričleňuje aj streženickú jednotku.

Streženická jednotka

Streženickú sériu v zmysle Began a Borzu (1963) považoval Salaj a Began (1983) za sekvenciu, ktorá sedimentovala na styku najsevernejšej časti manínskeho sedimentačného priestoru s klaským. Keďže je prítomný flyšový vývoj albu až turónu s polohami exotických zlepenecov a s relatívne hojne zastúpenými polohami pestrých slieňov v cenomane — turóne, je logickejšie streženickú sekvenciu pričleniť do klaského pásma. Jej vrstvové vrchnojursko-strednokriedové sledy potom podľa toho pôvodne sedimentovali na rozhraní drietomského a kysuckého sedimentačného priestoru. V toarku až álene (krinoidové, spodné hľuznaté, jemnozrnné krinoidové vápence) a v bajoku až kelovej (lavicovité rohovcové vápence a nevýrazné vrchné hľuznaté vápence) sedimentovali fácie známe z obdobných horizontov v jure klaskej skupiny.

Drietomská jednotka

Drietomská jednotka s preukázaným vrstvovým sledom vrchný trias — stredná krieda je vyvinutá v myjavskom úseku bradlového pásma, teda v úseku, kde sú vyvinuté gosauské fácie (koňak až bazálny oligocén), resp. v úseku Nové Mesto nad Váhom až po Trenčín (považované Beganom et al., 1966, za súčasť manínskej jednotky), kde nie je zachovaný, resp. primárne chýbal senón. Naproti tomu na strednom Považí až po Oravu, kde nie sú vyvinuté gosauské fácie, je vrstvový sled v drietomskej jednotke zachovaný bez prerušenia sedimentácie až do spodnej časti vrchného paleocénu. V nadloží tohto súvrstvia transgresívne spočíva kravčíkovské súvrstvie definované Samuelom et al. (1980), ktoré



Obr. 3. Geologický rez územím bradlovej a klapáckej časti stredného Považia (Vrchová — Považské Podhradie) (1—1'). Zostavil Salaj, 1988. Klapácká jednotka: a) jura bradla Klapce; 1—piesčité krinoidové vápence toarku, 2—pestré rohovcové, krinoidové a hľuznaté aptu, 4—tsalské vrstvy (sliene vrchného albu, 5—uhrovské pieskovce spodného albu, 6—nimnické vrstvy (strednoalbský flyš so sférosideritovými konkréiami), 7—upohlavské vrstvy (vrchnoalbské flyšové súvrstvie s exotickými zlepenkami), 8—štepnické ílovec spodného cenomanu, 9—považskobystrické orbitolínové vrstvy spodného — stredného cenomanu, 10—orlovské pieskovce stredného cenomanu — spodného turónu, 11—spodnoturónsky flyš, 12—púchovské vrstvy (pestré sliene spodného kampánu), 13—ihrištské vrstvy (pieskovce, inocerámové sliene a orbitolínové vápence až zlepence vrchného kampánu — mástrichtu), 14—šafarické vrstvy (piesčité vápence, pieskovce, sliene a jemnozrnné zlepenkovité vápence paleocénu). *Drietomská jednotka*: a) jura — spodná krieda sekvencie (= vývoj) Chotúča, 15—rádiolary, hľuznaté vápence, a rohovcové vápence kelovej — aptu; b) sekvencia Stupného: 16—sliene spodného albu, 17—nimnické vrstvy (stredno- až vrchnoalbský flyš), 18—upohlavské vrstvy (cenomanský flyš s prevahou exotických zlepenkov); c) sekvencia Hoštinej: 19—vrchnoalbský — saniónsky flyš s polohami exotických zlepenkov a v cenomane — turón s polohami pestrých slienov a vápnitých pieskovcov orlovského typu, 20—pestré sliene spodného kampánu. *Kysucká jednotka*: 21—vápence, rádiolary a rohovcové vápence vrchnej jury — aptu, apt — spodnocenomanské sivé sliene, 22—pestré sliene stredného cenomanu — stredného turónu, 23—flyšový vrchný turón, Čorstýnska jednotka: 24—krinoidové, hľuznaté a kalpocenomanské sivé sliene, 25—pestré sliene strednej a vrchnej kriedy, 26—flyšový vrchný kampán — mástricht (jarmutský vývoj), *Magurský paleogén*: 27—flyšové súvrstvie stredného eocénu bielo-karpatskej jednotky, 28—zlomy, prešmyky.

Fig. 3. Geological section through the Klippen Belt and Klapce area of the Middle Váh river valley (Vrchová — Považské Podhradie) (1—1') compiled by Salaj (1988).

autor pričleňuje do paleogénu makoveckého vývoja (obr. 2), pôvodne definovaného Andrusovom (1965) (podľa obce Makovec pri Považskej Bystrici premenovanej na Rybárikovo). Paleogén makoveckého vývoja (kravárikovské súvrstvie a sliene s polohami pieskovcov, resp. spodno- až strednoeocénny flyš — obr. 2.3) vystupuje v rámci drietomskej jednotky v nadloží vrchného senónu sekvencie Šebeštanovej, resp. sekvencie Hoštinej. Takto definovaný paleogén makoveckého vývoja sa z hľadiska paleogeograficko-tektonického odlišuje od paleogénu myjavskej skupiny, ktorý sa vyvíjal z gosauskej kriedy brezovskej skupiny (Samuel, Salaj a Began in Andrusov a Samuel, 1985; Stratigrafický slovník Západných Karpát, II. diel, s. 79). Podľa Samuela (1972) makovecký vývoj sedimentoval v považsko-hanušovskom sedimentačnom pásme, ktoré spolu s myjavským sedimentačným pásmom bolo v paleogéne nedeliteľnou súčasťou čiastočne laramsky zvrásneného sedimentačného bazénu pribradlovej zóny.

Drietomská sekvencia. Typickú drietomskú sekvenciu od Drietomy (Rakús, 1977; Began et al., 1983) a z oblasti Myjavskej pahorkatiny (obr. 6 in Salaj et al., 1987, s. 41) autor pričleňuje k južnému vývoju Drietomy (vrchný trias — spodný alb).

Vrstvový sled bradla Chotúč, trochu iný ako vrstvový sled drietomského bradla, autor pričleňuje k severnému vývoju drietomskej sekvencie. Bradlo Chotúč má normálny, a teda neprevrátený vrstvový sled (Began, Salaj, 1968; Began, 1969, uvádzajú v profiloch prevrátený vrstvový sled), ktorý v poslednom čase detailne študoval a dokumentoval autor (fotodokumentácia Salaj, 1986a).

Strednokriedová sekvencia Vrzávky. V nadloží drietomskej sekvencie južného vývoja, charakterizovanej prítomnosťou fácie urgónskych vápencov a spodnoalbských rohovcových vápencov, ako aj existenciou stratigrafických hiátov (obr. 6 in Salaj a Began et al., 1987), sa viaže (vo väčšine prípadov tektonicky amputované) na strednokriedové flyšové súvrstvie pásma Vrzávky (Andrusov et al., 1961; Salaj a Began et al., 1987) reprezentované nimnickými vrstvami, upohlavskými vrstvami vrchného albu — spodného cenomanu s malým zastúpením exotických zlepenkov (Salaj a Began et al., 1987) a hatnianskymi vrstvami (p. ďalej) a charakterizované polohami pestrých slienov v strednocenomanskom — turónskom flyši, ktoré po prvý raz opísal Began a Salaj (in Began, 1962) v úseku Bošáca — Újzard. Jednotlivé stupne strednej kriedy na základe mikrofauuny dokumentovala hlavne Jendrejáková (1961) a Salaj a Samuel (1966).

Strednokriedová sekvencia Stupného (obr. 3). V nadloží spodného albu chotúčskeho vývoja drietomskej jednotky vystupuje strednokriedové flyšové albsko-turónske súvrstvie, ktoré na rozdiel od stred-

nokriedovej sekvencie Vrzávky má mohutný komplex exotických zlepcov hlavne v spodnom cenomane, ale je bez polôh pestrých slieňov. Vo flyšovom vrchnom albe sú prítomné polohy organodetrítických vápencov s orbitolínami: *Orbitolina texana* Roemer, *Orbitolina (Mesorbitolina) minuta* Douglas a *Dictyoconus walnutensis pyrenaicus* Moullade — Peybernes, kým v jemnozrnných vápnitých pieskovecch tvoriacich tmel v exotických zlepcoch pri Kvašove (v podloží transgresívnych jarmutských vrstiev) sú prítomné cenomanské orbitolíny zastúpené druhom *Orbitolina (Mesorbitolina) concava* Lamarck. Turón vo väčšine prípadov (okrem ojedinelých výskytov) nie je preukázaný. Pre tento litofaciálny vývoj strednej kriedy (Salaj, 1987) autor zaviedol pôvodne názov skupina Stupného. Treba však poznamenať, že v drietomskej jednotke nie je vylúčená existencia hiátu medzi spodnou a strednou kriedou. V oblasti Chotúča doteraz nikde nebola dokumentovaná prítomnosť faciie urgónskych vápencov barému až aptu ani faciie spodnoalbských tmavých rohovecových vápencov. Na druhej strane však valúny z týchto facií sú prítomné v spodnocenomanských exotických zlepcoch (oblasť Stupného), svedčiace o existencii značne rozsiahlej karbonátovej urgónskej platformy, ktorej časť počas krátkodobého vynorenia bola zrejme oderodovaná ešte počas aptu. Po rýchlom kolapsovom poklesnutí dochádza k nástupu flyšovej sedimentácie v priebehu spodného albu a k postupnému dodávaniu hrubodetrítického materiálu z jednej z „ultrapieninských“ kordilér klapskej, pôvodne značne rozšírenej platformy. Vo valúnovom materiáli spodnocenomanských zlepcov (lokalita Stupné, zárez cesty pod Bukovinou) sa vyskytujú hojné valúny urgónskych vápencov. Ide o organogénne, organodetrítické a gravelové vápence, reprezentované z mikrofaciálneho hľadiska intrabiomikritmi a intrabiosparitmi, intrabiopelmikritmi zodpovedajúcimi biokalkarenitom až biokalciruditom s hojnou drvinou z rudistov; z faunistického hľadiska ide o miliolidné, textularidné, korálovo-orbitolínové, orbitolínové a riasové (Dasycladacea) mikrofácie, sedimentované v internej časti platformy s relatívne nízkou energiou, ale aj v pribariérovej zóne a aj v predrifovej zóne patriacej už externej časti platformy. Valúny urgónskych vápencov vo vrchnoalbských zlepcoch sekvencie Šebešťanovej by mali pochádzať z urgónskej platformy vynáraných sekvencií sedimentačnej zóny váhika, ktoré definoval Maheľ (1981 b).

Sekvencia Hoštinej. K drietomskej jednotke pričleňujeme sekvenciu Hoštinej, v ktorej okrem strednej kriedy je vyvinutá aj vrchná krieda a paleogén (obr. 2). Počas subdukcie bradlového pásma v albe až turóne bol bazén tejto sekvencie obdukčne sunutý („nesený“) a postupne prekryval pôvodný bazén

pieňidných sérií. Vzájomne sa prevrátnili počas laramského a hlavne sávskeho vrásnenia.

Vrstvový sled tejto sekvencie je takýto:

1. Nimnické vrstvy. Vystupujú v nadloží tmavých slieňov (pri JRD v Hoštinej) korelovateľných s koňhorskými slieňmi, známych hlavne z kysuckej sekvencie (Haško a Polák, 1979, s. 65) Kysuckých vrchov. Nimnické vrstvy v okolí Hatného reprezentuje distálny typ prevažne jemnorytmického flyšového súvrstvia s pelokarbonátmi a s prevahou slieňov. V porovnaní s komplexom nimnických vrstiev skupiny Šebešťanovej z typovej lokality majú podstatne menšiu hrúbku (50—150 m) a väčší stratigrafický rozsah, až do spodného cenomanu.

2. Upohlavské vrstvy. Reprezentuje ich trojkomponentný distálny flyš, v ktorom je podradnejšie zastúpená zložka exotických zlepcov (o problematike upohlavských vrstiev píšeme ďalej).

3. Hatnianske vrstvy (nové meno). Tieto vrstvy (typový profil 1 km severne od Hatného v záreze novoodkrytej poľnej cesty sv. od kóty 368 a jv. od JRD) reprezentuje vrstvový komplex slieňov, prípadne piesčitých slieňov prevládajúcich v pomere 3 : 1 nad polohami 10—20 cm hrubých vápnitých hrubozrnných pieskovcov orlovského typu a exotických zlepcov. Charakteristickými, i keď vzácnymi sa vyskytujúcimi, sú polohy pestrých, prevažne ružovkastých a karmínových (5—25 cm hrubých) slieňov, ktoré vystupujú v strednom cenomane (s *Rotalipora montisalvensis*) a v spodnej — strednej časti stredného turónu (s *Dicarinella biconvexa* a *Helvetoglobotruncana helvetica*). Vo vrchnej časti stredného turónu, ktorá je najlepšie odkrytá v záreze trate pri Vieske-Bezdede, prevládajú sivé slieňe (cca 10 m) s ojedinelými polohami pieskovcov, s bohatou planktonickou mikrofaunou vrchnej časti zóny *Helvetoglobotruncana helvetica*, zodpovedajúcej podzóně *Caronita turona* (Salaj a Samuel, 1977, 1984).

4. Snežnické vrstvy (Scheibner a Scheibnerová, 1958). Predstavuje ich jemnorytmický distálny flyš (cca 100 m) vystupujúci v pruhu Dohňany — Hoština — Považský Chlmec — Snežnica a ďalej k Varínu (už mimo študovanej oblasti).

5. Sromovské vrstvy. Pôvodne ich definoval Birkenmajer (1959, 1977). V študovanom území majú hrúbku 200—400 m a vystupujú v rovnakom pruhu ako snežnické vrstvy. Ide o flyšové súvrstvie tvorené tenko- a hrubolavicovitými 5—50 cm hrubými vápnitými pieskovecami a slieňmi s viacerými horizontmi exotických zlepcov. Tieto horizonty predstavujú najsevernejšie vyznievanie koňacko-santónskej zlepcovej faciie sekvencie Šebešťanovej s polohami, resp. blokmi rudistových, resp. hipuritových vápencov rašovského vývoja (Andrusov, 1959). Pre túto faciú zlepcov zavádzame nové meno — rašovské zlepenca (pozri ďalej).

6. Pestré pelagické spodnokampánske slieňe s *Globotruncana arca* (Cushman) a s ojedinelými polohami vápnitých pieskocov patria správne k púchovským vrstvám (Štúr, 1860). Ide o klasické. Štúrom citované lokality (severne od Hrabovky, Vieska a Ihřište), ktoré skutočne patria spodnému kampánu, rovnako ako aj mnohé ďalšie lokality (pruh Udiča — Dolný Hričov — Žilinská Lehota, obr. 1).

I keď by sa mohlo zdať, že používanie ďalšieho termínu — gbelianske vrstvy (Kantorová a Andrusov, 1958; Andrusov a Samuel et al., 1983, s. 308—310, náhrada názvu púchovské vrstvy) pre vyšší stratigrafický horizont pestrých slieňov (vrchný kampán — mástricht, Samuel in Haško a Polák, 1977) vystupujúcich pri Gbelanoch a Nededzi (patriace klapskej jednotke sekvencie Šebešťanovej, južný pruh) je zdanlivo opodstatnené, neodporúčame ho používať, pretože podľa Salaja a Samuela (1966) pestré púchovské slieňe v oravskom úseku bradloveho pásma (lok. Mokrad, Kňažia, Široká) majú stratigrafický rozsah od spodného kampánu do vrchného mástrichtu.

Púchovské vrstvy pri Gbelanoch a Nededzi vystupujú v podloží paleocénu až spodného eocénu žilinského vývoja. Naproti tomu púchovské vrstvy v severnom pruhu (Zádubnie — Zástranie — Prostredný Vadičov) patria spodnému kampánu (Salaj, 1962) sekvencie Hoštinej.

7. Ihřištiské vrstvy. Pre mohutný strednokampánsko-mástrichtský komplex sivých slieňov s polohami červených slieňov, piesčitých slieňov, vápnitých pieskocov s polohami orbitoidových vápencov a s telesami alebo blokmi organogénnych biotermných rudistových vápencov zavádzame nový termín — ihřištiské vrstvy. Ide o aplikáciu a modifikáciu prv Štúrom (1860) zavedeného termínu ihřištiské slieňe. Tento komplex vystupuje východne (asi 2 km) od Ihřišťa v záreze lesnej cesty, kde sú tieto vrstvy dokonale odkryté a detailne ich opísal Salaj a Began (1963). Zrejme ide o pôvodne Štúrom opísanú lokalitu. Ďalší dokonalý odkryv ihřištiského súvrstvia je v záreze poľnej cesty z Hrabovky na kótu Brezie (Salaj a Began, 1977), taktiež spomínaný Štúrom. Ihřištiské súvrstvie, podobne ako jarmutské súvrstvie v čorštynskej sekvencii, vystupuje v nadloží pestrých púchovských slieňov.

V spodnej časti ihřištiských vrstiev (vrchný kampán — mástricht) majú prevahu inocerámové slieňe a vo vrchnej plytkovodnejšie vápence s orbitoidnými foraminiferami. V celom profile slieňov ihřištiských vrstiev prevládajú planktonické foraminifery. Miestami sú v nich prítomné i karbonátové zlepenice podobné zlepencom v jarmutských vrstvách.

Jarmutské vrstvy sa od ihřištiských vrstiev výrazne líšia charakterom faciálneho (flyš s exotickými zlepenicami), batymetrického (sú hlbokovodnejšie), faunistického (prevládajú hlbokovodné aglutinova-

né foraminifery, planktonické a orbitoidné foraminifery sú preplavené), priestorového umiestnenia a majú aj inú zdrojovú oblasť. Sedimentačná zóna jarmutských vrstiev sa viazala na čorštynský sedimentačný priestor s prínosom materiálu zo severne situovanej bielokarpatskej kordiléry, do ihřištiských vrstiev bol dodávaný materiál z ultrapieninských kordilér, ktoré v rámci klapského a drietomského sedimentačného priestoru menili svoje miesto v priestore i v čase (od albu do santónu a od vrchného kampánu do mástrichtu).

V ihřišskom súvrství autor vyčleňuje dva vrstvé komplexy:

a) Pre spodný člen (50—150 m) je vhodný termín podbradlianske vrstvy Samuela et al. (1980). Sú to sivé, miestami pestré slieňe s polohami pieskocov. Miestami sú vyvinuté masívne telesá biohermných organodetrítických rudistových vápencov, ktoré autor nazval bezdedovské vápence. Dve šošovky týchto vápencov vystupujú v záreze železnice pri Vieske-Bezdedove (v opustenom kameňolome).

b) Vrchný člen (300—500 m) — faciálne variabilné, ale regionálne značne rozšírené orbitoidové vrstvy Salaja (1961, s. 85) — zodpovedajú bradlianskemu súvrstviu v zmysle Samuela et al. (1980) v brezovskej skupine gosauskej kriedy Myjavskej pahorkatiny: inocerámové sivé slieňe, piesčité slieňe, lavicovité vápnité karbonátové pieskovce a organodetrítické orbitoidové žltkasté vápence až jemnozrné karbonátové zlepenice. Najvrchnejšia časť (30—50 m) má flyšový charakter.

8. Šafranické vrstvy (50—100 m). Tvoria ich slieňe, piesčité slieňe, vápnité tenkolavicovité pieskovce a organodetrítické vápence až zlepenice. Na základe analógie so šafranickými vrstvami z typovej lokality sekvencie Šebešťanovej patria dānu, montu a spodnému landēnu (= spodnému tanetu).

Vekom sú ekvivalentné žilinským vrstvám (paleocén — stredný eocén) vystupujúcim v oblasti Hradiska pri Žiline. Reprezentujú ich hlavne pestré íly s vložkami pieskocov a vzácné iolistolity rífových vápencov. Žilinské vrstvy boli pôvodne pričlenené k manínskej jednotke (Bystrická et al., 1983). Neskôršie ich autor preradil (Salaj, 1987) ku klapskej jednotke. V podloží žilinských vrstiev vystupuje aj sekvencia Šebešťanovej.

9. Na šafranických vrstvách transgresívne ležia kravárikovské vrchnolandénske (= vrchnotanetské) až spodnoeocénne jemnozrné karbonátové zlepenice, hrubozrné pieskovce a bloky rífových vápencov s *Discocyclina seunesi* Douvillé. Najvrchnejší člen (max. 50 m), ktorý z okolia Púchova opísal Began et al. (1963), tvoria slieňe s polohami pieskocov s bohatou planktonickou mikrofaunou spodnoeocénnych globigerín (prevláda *Globigerina eocaenica* Subbotina).

SEKVENCIA ŠEBEŠŤANOVEJ	SPODNÝ SANTÓN KOŇAK	120 m	chrásfóvské súvrstvie: hruborytmický postflyš
	STR - VRCHNÝ TURÓN	80 m	snežnické vrstvy: jemnorytmický flyš, tenkolavcovité vápnité pieskovce, piesčité slieňe, slieňe
	SPODNÝ TURÓN	60 m	orlovské pieskovce: hrubolavcovité až masívne pieskovce, vzácné zlepenec s polohami piesčitých slieňov
	STREDNÝ - VRCH. CENOMAN	120-150 m	orbitolínové považšokabystrické vrstvy: váp pieskovce, piesčité slieňovce, slieňovce
	SPOD. CENOMAN	100-150 m	štepnické ílovce
	VRCHNÝ ALB	30-40 m	upohlavské vrstvy p.p.: zlepenecový flyš
	STREDNÝ ALB	800-800 m	nimnické vrstvy flyš s pelokarbonátmi bez zlepenecov s olistolitmi schreyeralských wetternsteinských vápencov a dolomitov
	SPODNÝ ALB	100 m	uhrovské pieskovce: hrubolavcovitý pieskovcový flyš
	SPODNÝ ALB VRCHNÝ APT	5-8 m	tissajské vrstvy: zelené, sivé, vzácné i červené slieňe
	SPODNÝ APT	5-10 m	slieňité bezrohovcové vápence
JURA BRADLA KLAPE	TITÓN KIMERIDŽ	?	nepreukázané, pravdepodobne tektonicky vyvalcované súvrstvie
	OXFORD	8 m	žltkasté, ružové kalové vápence
	KELOVEJ	1-2 m	červené, hľuznaté vápence
	BAT	15 m	pestré, strednozrnné krinoidové rohové vápence
	ÁLEN - BAJOK	8-10 m	okrováčervené, organogénne lamelibranchiátové vápence s polohami červených, hľuznatých krinoidových vápencov
	TOARK	5-8 m	červenkasté, zelenavé, piesčito - krinoidové vápence
	DOMÉR	10-15 m	pestrafarebné, piesčito - krinoidové vápence s rohovcami
	VRCH. SINEMÚR	5-10 m	sivé, piesčito - krinoidové vápence
	SINEMÚR		
	HETANŽ		

Obr. 4. Klapská jednotka: jura, spodná — stredná krieda, spodný senón. Lokality: Klapce, Uhry, Nosice, Orlové, Šebešťanová, Vrtižer. Zostavil Salaj (1988), upravené.

Fig. 4. Klapce unit: Jurassic-Lower-Middle Cretaceous, Lower Senonian. Localities: Klapce, Uhry, Nosice, Orlové, Šebešťanová, Vrtižer. Compiled by Salaj (1988), modified.

Klapská jednotka

Klapskú jednotku, situovanú na JV od drietomskej jednotky, tvorí jednak vrstvomý sled niekoľkých jurských bradiel a vrstvomý sled kriedových až paleocénnych sedimentov viacerých šupín. Na bradlový charakter jury ako klapskej série, ktorá podľa Scheibnera (1962) sedimentovala na južnom okraji pieninskej geosynklinály a mala plytkovodný kordilérový charakter, prvý upozornil Began (1961). Táto kordiléra bola podľa Scheibnera (1962) v turóne vynorená a dodávala materiál do vrchnej časti orlovských vrstiev a hlavne do exotických zlepenecov, ktoré sa považovali za bázu nového senónskeho cyklu (Andrusov, 1959; Scheibner, 1962). Vrstvomý sled kriedy (s detailnou mikrobiostratigrafiou) v obklopení klapského bradla opísal Salaj (1962), resp. Began et al. (1963), ale ku klapskej sekvencii ho neskôr pričlenil Salaj a Samuel (1966). Novšie poznatky o klapskej sekvencii publikoval Began a Salaj (1978) a Salaj (1982). Z litologického hľadiska detritické členy kriedy klapskej sekvencie opísal

SEKVENCIA ŠEBEŠŤANOVEJ	SPODNÝ EOCÉN	100 m	kravárikové súvrstvie: transgresívne karbonátové zlepenec s blokmi rýľových vápencov a organodetritické vápence
	LANDÉN (= TANET)		
	SPOD. LANDÉN	50-100 m	šafanické vrstvy: slieňe, piesčité slieňe, vápnité pieskovce a polohy organodetritických vápencov
	MÁSTRICHT	40-50 m	vrchný člen sivé inocerámové slieňe, piesčité slieňe, vápnité pieskovce, piesčité a zlepenecové orbitoidové vápence = bradlianske vrstvy
	VRCHNÝ KAMPÁN	40-60 m	spodný člen: sivé, ojedinele červené slieňe, slieňovce s polohami vápnitých pieskovcov = podbradlianske vrstvy
	STREDNÝ KAMPÁN	40-60 m	
	SPODNÝ KAMPÁN	30-50 m	púchovské vrstvy: pestré, prevažne červené slieňe
	SANTÓN	200-300 m	sromovské vrstvy: hruborytmický flyš (pieskovce, piesčité slieňe, slieňe, vzácné červené) s exotickými bukovinskými zlepencami
	KOŇAK		

Obr. 5. Klapská jednotka: senón — paleocén, vrchný paleocén — spodný eocén. Lokality: širšie okolie Udiče. Zostavil Salaj (1989).

Fig. 5. Klapce unit: Senonian-Paleocene; Upper Paleocene-Lower Eocene. Localities: broader surroundings of Udiča. Compiled by Salaj (1989).

Marschalko a Samuel (1975, 1980) a hlavne Marschalko (1986).

V strednej kriede dochádza k výrazným tektonickým pochodom. Najprv to bol rifting klapskej vápenecovej platformy vo vrchnej časti spodného albu, potom vo vrchnom albe — turóne skracovanie sedimentačných priestorov, erózia vynorených zón, výrazná subdukcia bradlového pásma a nasunutie klapského (neseného) bazénu — Marschalko, 1986), ako aj drietomského bazénu do bradlového pásma. Bradlové a pribradlové pásmo sa výrazne zvrásnilo počas laramskej a hlavne sávskej fázy vrásnenia. Preto sa kompletne a súvislé vrstvomé sledy klapskej sekvencie nemohli zachovať v jednotlivých tektonických šupinách. Salaj (1987) ich rozdelil do 3 skupín: Klapce (jura), Šebešťanová (neokóm — santón) a Udiča (kampán — najspodnejší landén). V predloženej práci ich zlučujeme do dvoch prirodzených sekvencií: klapskej (jura) a Šebešťanovej (neokóm — spodný landén).

Sekvencia bradla Klapce. Prvú sekvenciu tvorí jura klapského bradla (obr. 4), ktorého vrstvomý sled detailne opísal Began (1962, 1969) a Rakús (1981), a niektoré ďalšie, menej kompletne vrstvomé sledy ďalších bradiel, ktoré sa vyskytujú ako olistolity v albe klapskej a drietomskej sekvencie. Tieto olistolity sú chaoticky usporiadané, majú výrazné litologické členy úplne totožné s bradlom (? olistolitom) Klapce. Okrem toho sú tu prítomné vrstvy fleckenmerglových vápencov a slieňov liasu v podloží krinoidových

vápencov, ktoré podľa názoru autora pochádzajú z drietomskej jednotky chotúčskeho vývoja.

Sekvencia Šebeštanovej. Sekvenciu tvoria sedimenty neokómu až santónu (obr. 4) a sedimenty kampánu až mástrichtu a paleocénu (obr. 5). Typová lokalita je situovaná v strednej časti pruhu Nosice — Šebeštanová — Žilina, v ktorom je táto sekvencia najviac rozšírená a ktorého vymedzenie vymapoval autor (obr. 1). Ide o dva pruhy príkrovového charakteru s prevrátenými vrstvomými sledmi a s násunom na JV. Vo vyššej šupine klapského príkrovu s. s., teda vo vonkajšom pruhu (čiastočne s hlbšími fáciami), je aj jura klapského bradla. Na SZ v ďalšej šupine vystupuje aj senón a paleogén sekvencie Šebeštanovej (tvoriace prevažne synklinálnu, tektonicky porušenú štruktúru), ktoré sú na tento vonkajší pruh klapskej jednotky čiastočne spätne nasunuté. Vo vnútornom čiastkovom klapskom príkrove (= spodná šupina) vystupujú prevažne plytkovodnejšie fácie (do santónu). Okrem toho senón, známy ako rašovský vývoj (rašovské zlepence, púchovské a ihrštské vrstvy), a paleocén vystupujú v okolí Rybárikova. Vyšší detritický člen paleocénu — spodného eocénu (kravárikovské súvrstvie) je transgresívny a patrí makoveckému vývoju.

Naproti tomu na Hradisku (západne od Žiliny) a pri Gbeľanoch je vrchný kampán — mástricht — stredný eocén v hlbšom pelagickom vývoji s gbelianskymi a žilinskými vrstvami v tektonickom podloží juhovergentne nasunutej spodnej šupiny klapského príkrovu, reprezentovaného strednou kriedou.

Autorove detailné štúdiá v tejto oblasti prinášajú nové poznatky o vrstvomom slede sekvencie Šebeštanovej, ktorý je po doplnení takýto:

a) Najstarším členom sú útržky neokómskych bradiel (hoteriv — spodný apt) v jz. obklopení jury bradla Klape. Ide o slienité škvrnité vápence litofaciálne viac príbuzné spodným členom manínskej sekvencie a sekvencie Hradnej, výrazne sa líšiacie od neokómu pienidných sekvencií, pre ktoré nemožno použiť Birkenmajerov (1977, s. 94—95) termín súvrstvie pieninských vápencov.

b) Zelené a červené sliene (5—8 m) vrchného aptu s *Planomalina (Globigerinelloides) cheniourensis* (Sigal) a spodného albu s *Ticinella roberti* (Gandolfi) tvoria tisalské vrstvy (Muratov a Maslakova, 1950), ktorých názov prebral Haško a Polák (1979) aj pre alb kysuckej sekvencie.

c) Súvrstvie spodnoalbských uhrovských pieskovcov (nové meno) hrúbky 100 m, ktoré sa pozvoľne vyvíja z tisalských vrstiev (500 m sz. od kameňolomu Uhry, zárez poľnej cesty pri prameni), tvoria 80 cm až 1 m hrubé jemnozrnné, dobre vytriedené pieskovce s ojedinelými vložkami aleuritických slienov na báze s *Ticinella roberti* (Gandolfi) a *Haplophragmoides*

nonioninoides (Reuss). Pelosiderity nie sú prítomné. Referenčný profil: zárez potoka východne od kameňolomu (obec Uhry). Toto súvrstvie laterálne prechádza do flyšového súvrstvia.

d) Nimnické flyšové súvrstvie (nové meno) je súvrstvie s pelokarbonátmi a bez konglomerátov (hrúbka 600—800 m). Vyznačuje sa výraznou variabilitou hrúbky turbiditných pieskovcov a s nimi alternujúcich vápnitých ílovcov s nízkym obsahom CaCO_3 (od 6,43 do 28, 65 %, tab. 1) a aleuritov. Vápnité pieskovce turbiditov sú od 0,5 cm do 3 m hrubé, vápnité ílovce až slienovce, ako uvádza Marschalko (1986), majú symetricky a bimodálne rozdelené hrúbky vrstiev. Maximálne hodnoty sú v rozmedzí 4—20 cm, resp. 40—400 cm, alebo sú

TAB. 1

Percentuálny obsah CaCO_3 a MgCO_3 v horninách kriedy klapskej a drietomskej jednotky (podľa Ďuriša in Salaj, 1986a)

Percentage content of CaCO_3 and MgCO_3 in Cretaceous rocks of the Klapa and Drietoma units (according to Ďuriš in Salaj, 1986a)

Lok.	Č. vz.	%		Hornina	Vek
		CaCO_3	MgCO_3		
UDICA	K-212	32,95	5,92	sivé slienovce	mástricht
	K-140	53,01	2,03	červené slienovce	kampán
ORLOVÉ — VRTIŽE	K-111	38,15	5,00	slienovce v orlovských vrstvách	stredný turón
	K-109	40,11	7,93		spodný turón
	K-105	41,95	5,77		
	K-103	28,02	7,64		stredný-vrchný cenoman
	K-122	37,63	2,15		
	K-125	40,11	2,07		
	K-202	36,02	4,67	ílovce	spodný cenoman
POVAŽ. BYSTRICA	K-134	1,61	3,87		
	K-44	29,67	2,70	slienovce v orbitolínových vrstvách	vrchný alb
	K-33	33,13	3,85		
	K-3	10,90	4,18	ílovce, vápnité ílovce a slienovce z flyšového súvrstvia	stredný alb
	K-8	3,98	4,18		
	K-168	15,55	2,28		
NIMNICA	K-159	8,89	3,12		
	K-182	9,62	5,23		
	K-90	23,95	3,81		
	K-80	12,99	4,48		
	K-76	10,59	4,87		
UHRY	K-72	14,32	4,71		
	K-66	6,43	3,68	vápnité ílovce a slienovce z flyša drietomskej sukcesie	cenoman
	K-60	16,99	4,77		
	K-49	16,03	4,87		alb
	K-46	11,16	5,50		
VRS PODHRADIE	K-13	34,29	6,40		
	K-18	5,39	5,15		
	K-15	23,95	3,35		
	K-22	16,23	2,85		
MEDNÉ K-171		37,13	2,55	sliene	vrchný apt

asymetrické (Uhry, lom Milochov) s maximom od 4—10 cm. ojedinele od 4—10 m.

V najspodnejšej časti súvrstvia patriacej ešte spodnému albu (kameňolom Uhry, vzorky K-45 a K-48) je aglutinovaná mikrofauna zóny *Haplophragmoides nonioninoides* (Salaj, 1986a).

Spodnú časť stredného albu (lom Uhry a jeho nadložie) s *Birostrina* ex gr. *concentrica* (Parkinson) charakterizuje z foraminifer *Ticinella primula* Luterbacher et Premoli Silva.

Bázu vrchnej časti stredného albu určuje objavenie druhu *Biticinella breggiensis* (Gandolfi) (vz. K-64) spolu s *Favusella washitensis* (Carsey), *Ticinella primula* Luterbacher et Premoli Silva, *Hedbergella globigerinellinoides* Subbotina, *Pleurostomella obtusa* Berthelin, *Epistomina* (Brotzenia) *spinulifera polypoides* (Eichenberg) a *Eurycheilostoma grandstandensis* Tappan.

V najvrchnejšej časti stredného albu až do podložja konglomerátov sú okrem len aglutinovaných foraminifer viacerých hemipelagických horizontov (Te-f) v iných horizontoch (Td-e) zastúpené aj vápnité bentózne foraminifery, hlavne *A. (Gavelinella) ammonoides* (Reuss), *A. (Gavelinella) rudis* Reuss, *A. (Gavelinella) intermedia* Berthelin a hlavne *Epistomina* (Brotzenia) *spinulifera polypoides* (Eichenberg). Považujeme ich za alochtónne, preplavené turbiditmi z viacerých ekologických hniezd, ktoré žili na kontinentálnom svahu. Referenčný profil: zárez cesty pri priehrade východne od Nimnice, pri kameňolome Uhry a pozdĺž cesty smerom ku kóte Dubovec.

Treba ešte poznamenať, že v nimnických, ako aj v upohlavských vrstvách v pruhu Nové Nosice — Púchov — Hrabovka — chatková kolónia pri Púchove a smerom ku kóte 534 (asi 1 km južne od kóty Zalazište, 561) sa vyskytujú veľké i menšie olistolity neokómskych, jurských a triasových hornín, ktoré boli postupne odlamované z výrazne vynorenej hrany mezozoickej karbonátovej klapskej platformy. Ich existencia, ako aj výsledky valúnových analýz mezozoického materiálu albsko-cenomanských zlepenčov (ich súborný inventár pozri in Mišik a Marschalko, 1989) dovoľujú zastávať názor, že mezozoikum klapskej platformy malo do spodného albu veľmi blízky vzťah, resp. bolo totožné s faciami, aké poznáme z jednotlivých príkrovov Brezovských a Čachtických Karpát a v rohateckoskalskej (= chočskej) jednotke Strážovských vrchov.

Preukázané padanie triasových-spodnokriedových olistolitov v jednom a tom istom úseku klapského pásma do albských sedimentov prakticky počas 10—12 My nedovoľuje akceptovať názor o dodávaní exotických valúnov do albských sedimentov cestou ľavoobočnej rotácie Centrálnych Západných Karpát, resp. názor o postupnom prekrytí pieninsko-meliatskeho oceánu Centrálnymi Zá-

padnými Karpátmi a ich kolíziou s okrajom stabilnej Európy, ako to vysvetľujú Mišik a Marschalko (1989). Navyše nie je možné prijať ani názor o jednotnom pieninsko-meliatskom oceáne vzhľadom na faciálnu nadväznosť v priestore a v čase jednotlivých sedimentačných priestorov Západných Karpát (Maheľ, 1986; Salaj, 1987a).

Upohlavské vrstvy s. s.: Ide o zlepenčový flyš vrchného albu (upohlavské vrstvy Andrusova, 1945), ktorý na základe mikrofauny určenej Kantarovou (in Began, 1961) do albu po prvýkrát začlenil Began (1961). Salaj (1961) preukázal, že k upohlavským vrstvám sú pričlenené rôzne horizonty interformačných zlepenčov vo flyšových súvrstviach patriacich k rôznym stupňom strednej a vrchnej kriedy, dokonca i paleocénu.

Ak upohlavské zlepence v rámci flyšového súvrstvia na typových lokalitách Štúra (1860) — Upohlav a sz. od Orlového — považujeme za vrchnoalbské až spodnocenomanské (pôvodne boli do turónu pričlenené na základe superpozície, ale Štúr, 1860, nemohol postrehnúť, že ide o sled prevrátených vrstiev), potom budeme termín upohlavské vrstvy používať jednak v sekvencii Šebeštanovej (v nadloží nimnických vrstiev a v podloží štepnických ílov) a jednak v sekvencii Stupného, kde sa nachádzajú hlavne spodnocenomanské zlepence. Tu nimnické vrstvy vo vrchnej časti zodpovedajú vrchnému albu, kým v nadloží upohlavských vrstiev miesto štepnických ílov je vyvinuté normálne flyšové súvrstvie.

Naproti tomu súvrstvie koňacko-santónskeho veku, tvorené prevažne exotickými zlepencami, ojedinele s polohami pieskocov, prípadne i slieňov (s blokmi biohermných rudistových a hipuritových vápencov), ktoré Andrusov (1951) tiež pričlenil k upohlavským vrstvám s l., nazval autor rašovské zlepence.

Zloženie zlepenčov, prítomnosť blokov biohermných vápencov, prítomnosť rias a korálov v piesčitom tmelí zlepenčov svedčí o vzniku rašovských zlepenčov príbrežnej zóny v blízkosti vynorenej hrany v senóne fungujúcej a vynorenej kordiléry v klapskom sedimentačnom priestore. Ide zrejme o resedimentáciu valúnového materiálu z albsko-cenomanských zlepenčov sekvencie Šebeštanovej.

Za typový profil upohlavských vrstiev s prevahou upohlavských zlepenčov autor označuje profil v záreze cesty severne od obce Orlové (záp. od kóty Dubovec), ktorý detailne študoval Began et al. (1965). Podľa Marschalka (1975) ide o proximálny flyš, ktorý sa viaže na spodnú šupinu klapského príkrovu. Za ďalší referenčný profil pre upohlavské vrstvy vrchnoalbského veku treba označiť profil sz. od kóty Dubový háj (kóta 501 m), ktorý detailne študoval a spracoval Marschalko a Samuel (1975). Ide o distálny flyš so 6 megarytmami (A — F).

Upohlavské súvrstvie vystupuje už vo vrchnej šupine klapského príkrovu.

Za typovú lokalitu rašovských zlepenčov označujeme kótu Rašov (sz. od Visolaji; cf. dok. bod 16 in Samuel et al., 1972, s. 3), odkiaľ tieto zlepence pokračujú v pruhu na Lieštie — Brekovec — Húštie — Pod Húštím (nesprávne Salajom a Beganom in Began et al., 1963, pričlenené do kampánu až mástrichtu). Na posledne menovanej lokalite vystupujú aj najznámejšie Andrusovom (1959) spomínané rudistové a hipuritové vápence. Smerom od nadložia pribúdajú pieskovce a sivozelené slieňovce s mikrofaunou zón *Ventilabrella decoratissima* a *Globotruncana manaurensis* — Glbtr. *elevata*, ktoré rýchlo prechádzajú do fácie spodnokampánskych slieňov a ihrištských vrstiev. Ide o klasický rašovský vývoj senónu Andrusova (1959), ktorý však nie je transgresívny. Je plytkovodný — neritický a bol viazaný na ostrovnú, archipelovú zónu tropického plytkovodného mora normálnej salinity, bohatého na korále, hipurity, machovky, ježovky a gastropody rifovej a pririfovej detritickej fácie.

f) Štepnické ilovce (nové meno) hrúbky 50—80 m sa nachádzajú v nadloží upohlavských vrstiev. Reprezentujú ich ilovce, ojedinelé lavičky pieskovcov, nízky obsah CaCO_3 (vz. K—134, tab. 1). Ide o hemipelagické sedimenty s aglutinovanou mikrofaunou (*Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Recurvoides impertectus* Hanzliková, *Haplophragmoides* sp.). Sedimentovali po prvom ukončení tektonickej aktivity klapskej kordiléry v priebehu spodnej časti spodného cenomanu. Referenčný profil štepnických ilov je v záreze cesty na hrebeni medzi kótami 575 a 447 asi 1 km západne od Považského Podhradia.

g) Považskobystrické orbitolínové vrstvy (nové meno) dosahujú mocnosť 100—300 m. Vápnité pieskovce a piesčité slieňovce z vrchnej časti spodného cenomanu až zo spodnej časti stredného cenomanu z litologického, faunistického a chemického hľadiska (vysoký obsah CaCO_3 , tab. 1) reprezentujú plytkovodné sedimenty neritickej zóny. Referenčný profil: svah pozdĺž Kukučínovej ulice v Považskej Bystrici.

h) Orlovské vrstvy (orlovský pieskovec — Štúr, 1860), ktoré podrobne spracoval Marschalko a Samuel (1980), sú z vrchnej časti stredného cenomanu až spodného turónu. Ide prevažne o masívne, resp. hrubolavicovité vápnité pieskovce s polohami aleuritických slieňov, geneticky späté s plytkovodnou neritickou zónou v hĺbkovom rozsahu 50—100 m.

Ich vek na báze (Andrusov a Scheibner, 1960) určuje *Acanthoceras rhotemagenense* (d'Orbigny) a vrch určuje asociácia druhu *Dicarinella imbricata* (Mornod), ktorý autor preukázal na lokalite Orlové (lom pri benzínovej pumpke) a vo Vrtižeri.

i) Snežnické vrstvy reprezentuje jemnorytmický flyš (100 m) stredného a vrchného turónu (tenkolavi-

covité, 3—10 cm hrubé pieskovce, piesčité slieňovce a slieňovce s vysokým obsahom CaCO_3), ktorý je odrazom sedimentácie v hĺbkach približne 300—500 m. Dôkazom sú bikonvexné a kónické planktonické foraminifery 3. a 4. hĺbkového pásma: *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Dicarinella oravienensis* (Scheibnerová), *Dicarinella biconvexa* (Samuel et Salaj), *Falsomarginotruncana renzi* (Gandolfi) a i. Referenčný profil: zárez lesnej cesty asi 350 m severne od kóty 417 a asi 700 m sv. od Vrtižera.

j) Chrásťovské súvrstvie (nové meno; 100—200 m). Hruborytmický postflyš neritickej plytkovodnej fácie (hĺbka 50—100 m) je koňacko-spodnosantónskeho veku (Salaj, 1962; Salaj a Samuel, 1966). Toto súvrstvie je vekovo ekvivalentné rašovským zlepencom a podobné orlovským vrstvám. Tvoria ho hrubolavicovité, 1—3 m hrubé (menej 10—150 m) pieskovce (miestami s valúnmi a hniezdami zlepenčov) s podradne zastúpenými vložkami silne piesčitých slieňov. Referenčný profil: nadložie vyššie opísaného turónskeho súvrstvia v dvoch malých opustených kameňolomoch sv. od kóty Chrásť.

Karbonátové zlepence koňaku a vrstvy santónu v hlbokovodnejšom vývoji sú zastúpené flyšovým vývojom hrubým 200—350 m (lokalita medzi „Okrutom“ a Udičou) pozostávajúcím z vápnitých pieskovcov, slieňov a z polôh exotických bukovinských zlepenčov bez biohermných rudistových vápenčov. Ide o litofaciálny vývoj, pre ktorý by sme mohli akceptovať Birkenmajerov (1959) termín sromovské vrstvy, ktoré sú prítomné len vo vyššej šupine klapského príkrovu. Sromovské súvrstvie je najlepšie odkryté v záreze cesty pri Považskom Chlenci (Began et al., 1965). Salaj a Samuel (1966) a Haško a Polák (1977) ich pričlenili ku kysuckej sekvencii. Prítomnosť cenomanských hatnianskych vrstiev s *Rotalipora cushmani* (Morrow) a snežnických vrstiev s *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) v ich podloží potvrdzuje, že ide o jednotku klapského pásma s. 1. (Salaj, 1986b, s. 491) patriacej k sekvencii Hoštinej drietomskej jednotky. Horizonty exotických zlepenčov v sromovských vrstvách bez biohermných hipuritových vápenčov považujeme súhlasne s Birkenmajerom (1977, s. 125) za ekvivalentné bukovinskému členu.

Vyššie stratigrafické členy sekvencie Šebešťanovej sú prítomné jednak v synklinálnej štruktúre pri Udiči a v značne tektonicky redukovanom pruhu pokračujú k Žiline. Ďalej vystupujú v niektorých šupinách v oblasti Hradiska a v oblasti Rybárikova (na jv. od Považskej Bystrice).

Najkompletnejší vrstvový sled vystupuje v synklinálnej štruktúre pri Udiči (obr. 5). Táto štruktúra je spätne nasunutá na skupinu Šebešťanovej, s ktorou bola pôvodne spätá, tvoriac jej normálne stratigrafické nadložie. Najmenej porušený vzťah pestrých púchovských slieňov k podložným sromovským

vrstvám vidieť sz. od cintorína v Udiči (Salaj a Samuel, 1966) a smerom k podložným rašovským zlepencom v okolí kóty Rašov a Liešťa (= rašovský vývoj).

Vrstvový sled vyšších členov sekvencie Šebešťanovej v záreze poľnej cesty (pozdĺž rokliny) západne od kostola v Udiči vedúcej ku kóte 416 (sv. od Upohlavu) je takýto:

a) Pestré spodnokampánske (50—80 m) púchovské slieňe s bohatou mikrofaunou zóny *Globotruncana arca*.

b) Ihrištské súvrstvie.

— Spodný člen — strednokampánske sivé inocerámové slieňe (s bohatou mikrofaunou zóny *Globotruncana arca rugosa*) s turbiditnými vápnitými laminovanými jemnozrnnými siltickými pieskovecami. Ide o spodnú časť ihrištského súvrstvia, pre ktoré aplikujeme názov podbradlianske vrstvy.

— Sliene, polohy turbiditných vápnitých pieskovcov a zlepenčov a alodapických vápencov s orbitoidnými foraminiferami vrchného kampánu — mástrichtu. Vo vrchnej časti slieňov s polohami pieskovcov je prítomná *Racemiguembelina fructicosa* (Egger). Toto súvrstvie vystupuje aj v pruhu kóty Šafranica — Čingolovec — Dúbrava. Zodpovedá vrchnej časti ihrištského súvrstvia, pre ktoré aplikujeme názov bradlianske vrstvy.

c) Šafranické vrstvy. Jemnorytmický flyš (cca 50 m) spodno- až vrchnopaleocénneho veku. V najvrchnejších polohách súvrstvia tvoriaceho synklinálnu štruktúru (Udiča — kóta Hradište) sú organodetrilitické vápence. V spodných častiach je preukázaná *Subbotina pseudobulloidis* (Plummer), v najvrchnejších polohách *Morozovella pusilla* (Bolli).

Na šafranických vrstvách transgresívne leží krávaríkovské súvrstvie. Ide o vrchnopaleocénno-spodnoeocénne karbonátové zlepence s blokmi rifových vápencov makoveckého vývoja s *Discocyclina seunensis* Douvillé. Referenčný profil: zárez poľnej a lesnej cesty sv. od kóty Šafranica a jz. od kóty Hradište (465 m).

Manínske pásmo

Manínska jednotka

Manínsku jednotku predstavuje manínska (jura — spodný alb) a podmanínska sekvencia (vrchný alb — mástricht). Novovymedzená podhájska sekvencia (neokóm — cenoman, obr. 6), hoci sa nachádza v manínskom pásme, reprezentuje inú tektonickú jednotku.

Manínska sekvencia. Jej vrstvový sled (hetanž — spodný alb) je dokonale známy (Andrusov, 1959; Mišík, 1966; Maheľ a Kullmanová, 1961; Rakús in Began et al., 1963; Rakús, 1975, 1977, 1984; Kysela et al., 1979; Maheľ, 1985; Michalík in Andrusov et

al., 1983 a i.). Najkompletnejšie sledy manínskej sekvencie vystupujú v bradlách Malého a Veľkého Manína (obr. 6), Butkova a v Kališti. Menej kompletne a hlavne mladšie členy vystupujú na bradlách Skalice, Kamenice, Vrška, Kontúrovca, Holáka, Skalky, Bôrovej hôrky a Jelenej skaly. Všetky tieto bradlá vystupujú v dvoch antiklinálnych, viacmenej tektonizovaných štruktúrach. Týka sa to i bradiel Skalice, ktoré Maheľ (1985) interpretoval ako krížňanskú prikrývovú trosku. V skutočnosti však ide o antiklinálnu klenbu, ktorá je v centrálnej časti poklesnutá a vyplnená flyšovými sedimentmi stredného cenomanu. Manínske bradlá (externá zóna) vykazujú výrazný násun na severovýchod (na podhájsku jednotku) (Kysela et al., 1979), v pokračovaní na JZ. Butkovské bradlo a bradlo Kalište (interná zóna) sa nasunuli na juh a bradlo Kalište smerom na východ na butkovské slieňe.

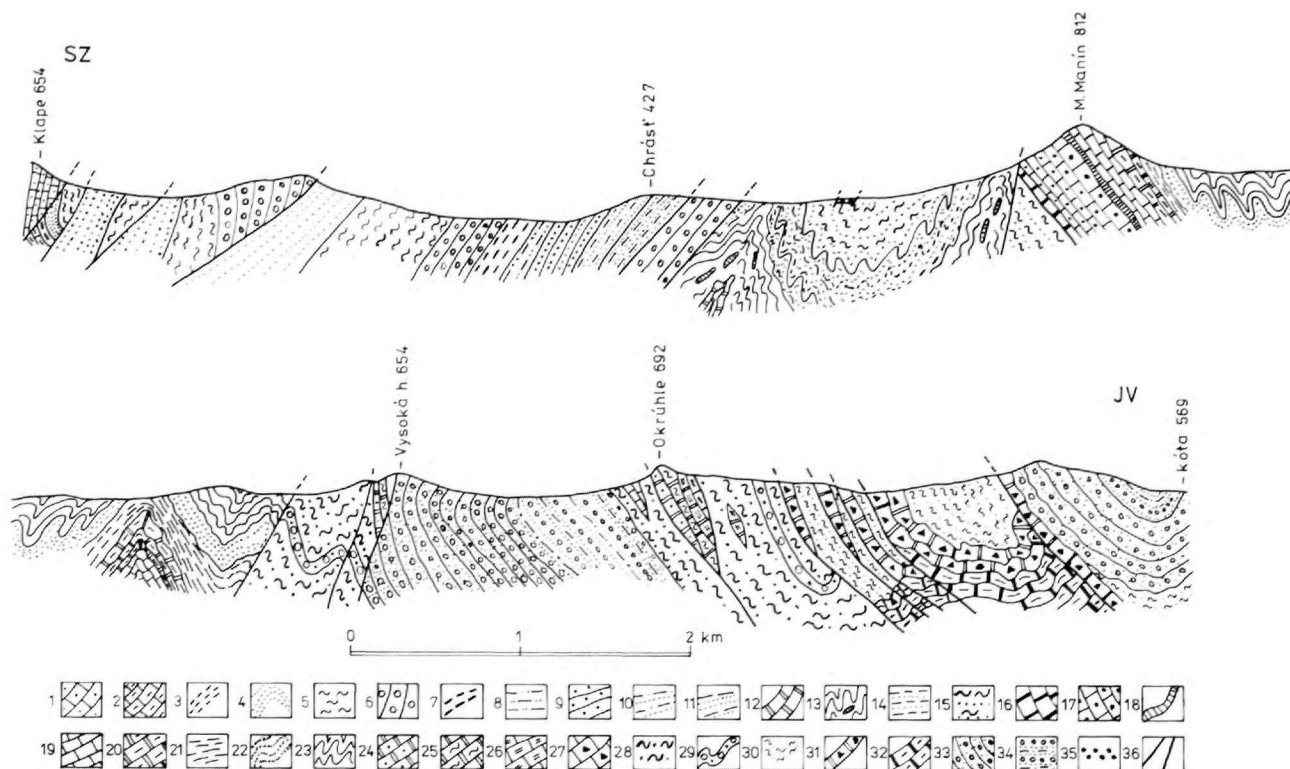
Podmanínska sekvencia. Kysela et al. (1982) ju pôvodne definovali ako skupinu. Vrstvový sled tvoria nasledujúce litostratigrafické členy:

a) Najstaršie butkovské súvrstvie (vrchný alb — spodná časť stredného cenomanu), reprezentované pelagickými, na báze glaukonitickými slieňmi a slieňovcami, leží transgresívne na vrchnom člene manínskej skupiny, tvorenej tmavými rohovcovými vápencami, prípadne miestami (Butkov) nad organodetrilitickými orbitolínovými slaboglaukonitickými vápencami.

b) Vyšší stratigrafický člen tvoria beluškoslatinské vrstvy (vyšší stredný cenoman) definované Salajom (1982) a reprezentované hruborytmickým flyšovým komplexom cca 300—500 m hrubým. Smerom na JV majú beluškoslatinské vrstvy širší stratigrafický rozsah (spodný — stredný cenoman). Nena-chádzajú sa v nadloží butkovských slieňov, ale v tektonickom styku (spätne nasunuté) so súvrstvím vrchného albu sekvencie Hradnej. Smerom na SV toto súvrstvie spodného — stredného cenomanu laterálne prechádza do kvašovských vrstiev, tvorených prevažne organodetrilitickými jemno- až hrubopiesčitými vápencami a vápnitými zlepenkami plytkovodnejšieho až transgresívneho charakteru, s hojnými korálmi a exogýrami. Aj toto súvrstvie je spätne nasunuté na flyšové súvrstvie albu, resp. neokómu, čo sa vymaľovalo v Dolnom Moštenci (Salaj, 1988a, b).

Všetky vyššie vymenované typy flyšového súvrstvia vystupujú v podloží praznovských vrstiev.

c) Praznovské vrstvy (vrchný cenoman) v podmanínskej sekvencii nemajú polohy exotických zlepenčov. Tieto polohy (hradnianske zlepence) sa v praznovských vrstvách vyskytujú (Kysela et al., 1979) v oblasti Hradnej a Súľova, ale autor ich v rámci kostoleckej jednotky preradil do novovymedzenej sekvencie Hradnej.



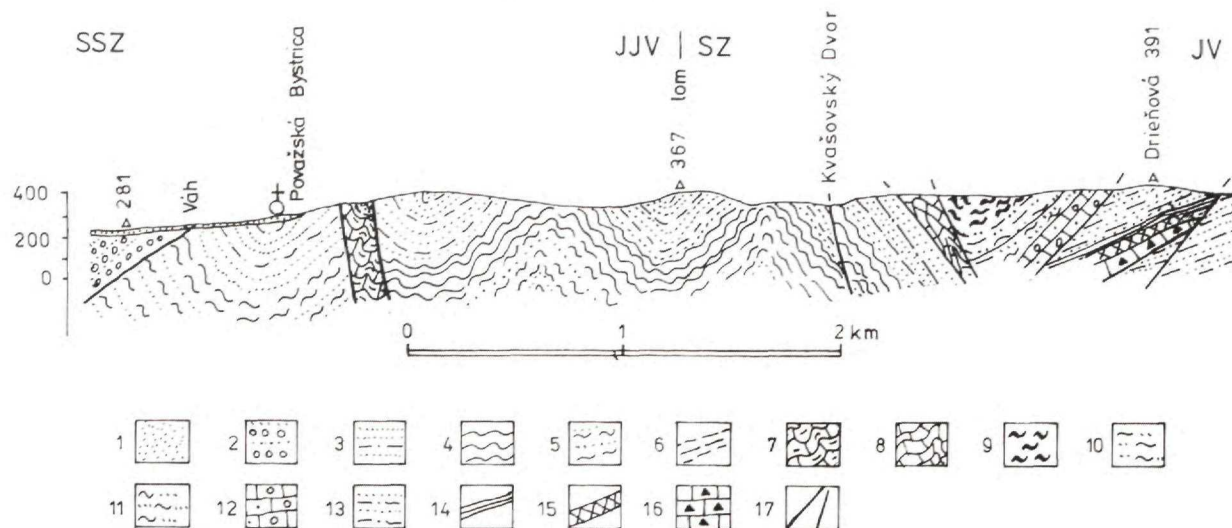
Obr. 6. Geologický rez územím klapskej, podhájskej, manínskej, kostoleckej (+ príľahlej križňanskej kriedy), strážovskej, chočskej jednotky a centrálno-karpatského paleogénu. Súľovských vrchov. S použitím geologických máp a profilov Begana et al. (1963), Kyselu a Rakúsa (1979), Kyselu a Marschalka (1980) a autorových mapových podkladov zostavil Salaj (1988). *Klappská jednotka*: a) jura klappského bradla: 1 — krinoidové a kalové vápence dogeru-malmu; b) *sekvencia Šebešianovej*: 2 — neokómske — spodnoaptské vápence, 3 — tisalské slieňe vrchného aptu — spodného albu, 4 — uhrovské spodnoalbské pieskovce, 5 — nimnické vrstvy (flyšové súvrstvie s pelokarbonátmi a bez konglomerátov, sférosideritové vrstvy spodného — stredného albu), 6 — upohlavské vrstvy (vrchnoalbský flyš, prevaha zlepcov), 7 — štepnické ilovce spodného cenomanu, 8 — orbitolínové považskobystrické vrstvy, pieskovce a piesčité slieňe, 9 — orlovské pieskovce stredného — vrchného cenomanu, 10 — orlovské pieskovce s polohami piesčitých slieňov spodného turónu, 11 — chrásťovské súvrstvie (hruborytmický postflyš spodného santónu). *Podhájska jednotka*: 12 — slieňité vápence neokómu — aptu s polohami slieňov, 13 — tmavé slieňe spodného albu s olistolitmi urgónskych vápencov, 14 — nimnické vrstvy (sférosideritové vrstvy stredného albu, flyš s prevahou slieňov a modrasté slieňe butkovského typu, vrchný alb — spodný cenoman), 15 — flyšové súvrstvie cenomanu s prevahou pieskovcov orlovského typu. *Manínska jednotka*: a) manínska sekvencia: 16 — slieňité vápence a slieňe hetanžu, 17 — krinoidové detritické a rohovcové vápence liasu — dogeru, 18 — hľuznaté vápence oxfordu — kimeridžu, 19 — titónsko-neokómske slieňité a rohovcové vápence, 20 — fácia urgónskych vápencov barému — aptu a tmavé rohovcové vápence spodného albu; b) podmanínska sekvencia: 21 — butkovské slieňe vrchného albu — spodného cenomanu, 22 — beluškoslatinské vrstvy stredného cenomanu, hruborytmický flyš, 23 — praznovské vrstvy, jemnorytmický flyš vrchného cenomanu. *Kostolecká jednotka*: a) kostolecká sekvencia (kordilérovy typ): 24 — lotaring — bat (rohovcové vápence a slieňovce lotaringu a krinoidové vápence karixu — batu), 25 — kelovej — oxford (kalové vápence a hľuznaté vápence), 26 — kimeridž — titón ± barém (kalové vápence a ojedinele organodetritické „urgónske“ vápence prevažne s hiátom), 27 — transgresívne rohovcové vápence spodného albu; b) sekvencia Hradnej vrátane spodnej — strednej kriedy „subatrika“, kostoleckej sekvencie Salaja a Samuela, 1966, resp. kostolecko-zliechovskej sekvencie Marschalka, 1980: 28 — vrchnoalbsko-cenomanský flyš, v strednom cenomane hruborytmický, v spodnom turóne pestré slieňe, 29 — horizonty exotických zlepcov vo vrchnom albe a vo vrchnom cenomane, 30 — albský flyš, 31 — tmavé rohovcové a brekciovitité vápence aptu — spodného albu, 32 — neokóm — spodný apt: slieňité a rohovcové vápence s polohami slieňov. *Centrálnokarpatský paleogén*: 33 — bazálne karbonátové súľovské zlepecce spodného — stredného eocénu, 34 — flyšové súvrstvie stredného — vrchného eocénu s polohami karbonátových zlepcov. *Neogén*: 35 — súvrstvie piesčitých slieňov, 36 — zlomy, prešmyky, presuny.

Fig. 6. Geological section through the area of the Klapka, Podhájska, Manín, Kostolec (+ adjacent Križna Cretaceous), Strážov, Choč units, Central-Carpathian Paleogene of the Súľovské vrchy Mts.

d) „Žadovské“ súvrstvie, ktoré vystupuje v nadloží praznovských vrstiev, je reprezentované flyšovým súvrstvom (turón — santón) s ojedinelými polohami zlepcov. Najvýraznejšie je zastúpené v synklinálnej štruktúre medzi Dolným a Horným Moštencom, odkiaľ ho po prvý raz opísal Salaj (1962). Ide

prakticky o nediferencované snežnické a sromovské vrstvy, a nie o žadovské vrstvy (tento termín je neplatný).

c) Púchovské súvrstvie (názov hrabovské súvrstvie treba považovať za mladšie synonymum) je tiež výrazne rozšírené v oblasti Dolného a Horného



Obr. 7. Geologický rez územím podhájskej a manínskej jednotky jv. od Považskej Bystrice (Salaj, 1988a). 1 — poriečna niva Váhu. Klapiská jednotka: 2 — exotické zlepenice vrchného albu. Podhájska jednotka: 3 — srednocenomanské pieskovce orlovského typu s polohami piesčitých slieňov. 4 — slieňe butkovského typu vrchného albu — spodného cenomanu. 5 — nimnické vrstvy: sférosideritový flyš stredného albu. 6 — slieňe vrchného aptu — spodného albu. 7 — slieňité vápence neokómu — spodného aptu. Manínska jednotka: 8 — neokómske vápence: podmanínska sekvencia: 9 — hrabovské súvrstvie (spodnokampánske slieňe). 10 — žadovské súvrstvie (flyš, turón — santón). 11 — praznovské vrstvy (vrchný cenoman). 12 — kvašovské vrstvy (spodný — stredný cenoman). Kostolecká jednotka: sekvencia Hradnej: 13 — sredno- až vrchnocenomanský flyš. 14 — butkovské slieňe. 15 — spodnoalbské bazické vulkanity. 16 — vrchnoalbské rohovcové vápence. 17 — zlomy, prešmyky, presuny.

Fig. 7. Geological section through the area of the Podhájska and Manín units SE of Považská Bystrica (Salaj, 1988).

Moštenca. Tvoria ho prevažne sivé a zelené slieňe s polohami vápnitých pieskovcov. Polohy červených slieňov sú tu ojedinelé, pribúda ich smerom na SV a v okolí Hrabového sú najviac zastúpené. Toto súvrstvie je vždy v nadloží „žadovského“ súvrstvia a v podloží súvrstvia „Hlbokého“. Interpretácia Rakúsa (1977), že „hrabovské“ súvrstvie tvorí v oblasti Dolného a Horného Moštenca tektonické okno bradlového pásma v podloží naň nasunutej manínskej jednotky, je neopodstatnená a nie je ničím doložená.

f) Ihrišské súvrstvie (synonymum názvu súvrstvie Hlbokého), ktoré zodpovedá vrchnému kampánu — mástrichtu, je z mikrofaunistického hľadiska charakterizované prevažne vývojom planktonickej mikrofauny a prítomnosťou bohatej vápnitej bentózne mikrofauny, orbitoidné foraminifery nie sú preplavené. Z lokality Hlboké toto súvrstvie stratigraficky spracoval Köhler (1960), Salaj (1962) a Salaj a Samuel (1966). Súvrstvie zároveň reprezentuje najvrchnejší člen, ktorý vystupuje v podmanínskej sekvencii (= skupina; Kysela et al., 1982).

Súvrstvie „Hradiska“ (vrchný turón — mástricht) (Kysela et al., 1982) tvorí viaceré šupiny, ktorých vrstvomý sled nie je kompletný. Toto súvrstvie spolu s ihrišskými vrstvami vrchného kampánu — mástrichtu a s nadložnými žilinskými vrstvami (paleocén — stredný eocén) patrí, ako sme už spomenuli, do klapskej tektonickej jednotky.

Podhájska jednotka

Podhájska sekvencia. Pomenovaná je (Salaj, 1987: ako skupina) podľa obce Podhájska (južne od Hrabového). Má značné plošné rozšírenie, a to v pruhu medzi Sverepcom — Podhájom — Hrabovým. Z litofaciálneho hľadiska, čo sa týka kriedových súvrství, reprezentuje prechodnú jednotku medzi klapskou a manínskou jednotkou, ktoré sú aj na podhájsku sekvenciu, tvoriacu samostatnú tektonickú jednotku, od SZ a JV nasunuté (obr. 6).

Podhájsku sekvenciu tvoria tieto litostratigrafické členy:

1. Najstarší litologický člen, ktorý vystupuje na povrch, tvoria bradlá slieňitých rohovcových vápencov neokómu — spodného aptu.

2. V nadloží neokómu — spodného aptu sa sporadicky zachovali sivé slieňe vrchného aptu — spodného albu (preukázané pri cintoríne v Považskej Bystrici; obr. 7).

V súvrství spodnoalbských slieňov s orbitolínami a bohatou mikrofaunou (Jendrejáková, 1961) sa na lokalite Podhájska veľmi často vyskytujú olistolity urgónskych vápencov.

3. V nimnickom súvrství srednoalbské sférosideritové slieňe s pelokarbonátmi výrazne prevládajú nad polohami prevažne tenkolavicovitých pieskovcov.

4. Vrchnoalbské — spodnocenomanské butkovské

súvrstvie 50—80 m hrubých slieňov a škvrnitých modrastých a sivých slieňov butkovského typu je faciálny element, ktorý je známy v manínskej jednotke, ale v klapskej jednotke sa nevyskytuje.

Vzájomný vzťah tohto súvrstvia a dvoch predošlých podloží autor študoval v odkrytej hlbkej ryhe pre vodovodné potrubie a v základovej jame pre nový vodojem v Podháji (pri vodojeme zároveň vystupuje fácia butkovských slieňov).

5. Hruborytmické, pravdepodobne strednocenomanské súvrstvie (100—200 m) jemno- až hrubozrnných hrubolavicovitých (1—3 m) vápnitých orlovských pieskovcov s polohami piesčitých slieňov má s podložími slieňmi butkovského typu pomerne ostrú litologickú hranicu. Tento výrazný styk možno sledovať v Podháji, ďalej v umelých odkryvoch v Považskej Bystrici (zárezy ciest pre nové sídlisko), na sv. a sz. svahoch kóty Dedovec a v novoodkrytom záreze cesty (južne od kóty 338) vedúcej z Kvašovského Dvora do Podmanína.

Vyššie stratigrafické členy sa v podhájskej sekvencii (okrem sporadicky zachovanej pasáže 3—5 m hrubých praznovských vrstiev južne od kóty 338) nezistili. Nie je vylúčená možnosť prítomnosti fácií triasu a jury, aké poznáme z Brezovských a Čachtických Karpát a z valúnového materiálu upohlavských a rašovských zlepcov.

Kostolecká jednotka

V rámci kostoleckej jednotky autor vyčleňuje kostoleckú sekvenciu (lotaring — spodný albu) a sekvenciu Hradnej (titón — stredný turón).

Kostolecká sekvencia (resp. skupina, cf. Salaj, 1987). Je z lotaringu — spodného albu. Detailne ju študoval Rakús (1961, 1965, 1980, 1984) a Rakús in Kysela et al. (1979). Ide prevažne o plytkovodnejšie, detritické a čiastočne kondenzované sekvencie s hard groundami a stratigrafickými hiátmi, teda prevažne o kordilérovy typ sedimentácie.

Vrstvové sledy kostoleckej sekvencie sú známe z viacerých bradiel. Tvoria ich prevažne olistolity (Kysela et al., 1979). Sú prítomné v mladších vrchnoalbsko-cenomanských sedimentoch, ktoré ich obklopujú a ktoré patria už k sekvencii Hradnej.

Sekvencia Hradnej (resp. skupina, cf. Salaj, 1987). K novovyčlenenej sekvencii Hradnej autor pričleňuje vrstevné sledy (titón — stredný turón) viacerých tektonických šupín, doteraz pričleňovaných k rôznym tektonickým jednotkám. V dôsledku značných tektonických komplikácií niektoré otázky ostávajú v celej tejto tektonickej zóne nevyriešené. Z litofaciálneho hľadiska ide o prirodzené skupiny vrstevných sledov zoskupené z nasledujúcich oblastí (obr. 1).

a) Oblasť Súľov — Hradná, kde vystupujú

vrchnoalbské — spodnoalbské tmavé rohovcové a organodetritické vápence a ojedinele i vrchnoalbské — spodnocenomanské slieňové a flyšové, bližšie nerozčlenené vrstvy (vrátane praznovských) s dvoma polohami exotických zlepcov vo vrchnom cenomane.

b) Oblasť Jablonové — Praznov — Horný Moštenec, kde ide o jablonovsko-praznovskú šupinu Marschalka a Kysela (1979, 1980) s novovymedzeným pokračovaním až do Horného Moštenca.

V tejto oblasti sú viaceré šupiny s výrazným prevládajúcim násunom na JV. Zastúpené sú tu hlavne tmavé rohovcové vápence a polohy slieňov spodného albu, spodnoalbské bázické vulkanity, slieňové vrchného albu — spodného cenomanu (butkovské vrstvy), flyšové, zatiaľ detailnejšie nečlenené súvrstvie stredného — vrchného cenomanu prevažne vo fácií beluškoslatinských vrstiev v spodnej časti, vo fácií praznovských vrstiev vo vrchnej časti a pestré slieňové spodného — stredného turónu s polohami vápnitých pieskovcov vystupujúce v Praznove a zodpovedajúce kysuckým vrstvám.

c) Ďalšia výrazná oblasť je známa pod menom nozdrovické šupiny (Michalík a Vašíček, 1979). Tvoria silne prevrášnenú a silne zúženú tektonickú zónu, ktorá jv. smerom nadväzuje na predošlú jablonovsko-praznovsko-hornomošteneckú skupinu šupín a od kóty Dielec (západne od Horného Moštenca) pokračuje na kóty Prielohy — Pod Malenicou — Kráľčková — Nozdovice. Aj keď prevažná časť tejto zóny leží mimo mapovaného územia, je zahrnutá do tektonickej skice.

Vrstvový sled, hoci je veľmi podobný vrstvom sledu krížňanskej jednotky v zliechovskom vývoji (= kostolecko-zliechovský vývoj Marschalka a Kysela, 1980), má svoje špecifiká, ktorými sa od tejto jednotky líši. Sú tu prítomné jednak tmavšie organogénne barémske vápence urgónskej fácie (3—5 m) vystupujúce v súvrství aptských slieňov na SZ od Podskalja a Trstia (vz. č. 264/88) s bohatou mikrofaunou (*Valserina broennimanni* Schroeder, *Eopalorbitolina charollaisi* Arnaud-Vanneau, *Orbitolinopsis debelmasi* Moullade et Theuloi, *Eygallerina turbinata* Fouzi) a jednak súvrstvie svetlých organogénnych vápencov urgónskej fácie (cca 50 m hrubých), vystupujúcich v oblasti Somorovej hory a bohaté na koralové machovky, miliolidné foraminifery, orbitoliny a i.

Ďalej je významné stredno- až vrchnocenomanské flyšové súvrstvie organogénnych vápnitých pieskovcov (Bukovina — Kráľčková) s hojnými exogýrami (*Exogyra columba minor* Lamarck), orbitolínami a súvrstvie piesčitých slieňov.

V tejto silne prevrášnenej zóne a južne a jv. od manínskych bradiel Hradišťa a Butkova sa nachádzajú nasledujúce vrstvy:

1. Titónsko-neokómske rohovcové vápence.
2. Sliene s polohami vápencov urgónskej fácie, miestami len urgónske vápence Somorovej hory.
3. Čierne rohovcové vápence spodného albu.
4. Ojedinele preukázaný výskyt spodnoalbských bazických vulkanitov.

5. Flyšové súvrstvie vrchného albu — spodného cenomanu je výrazne tektonicky zredukované a je v tektonickom styku s južne naň nasunutými vyššími členmi podmanínskej sekvencie, reprezentovanými:

a) strednocenomanským flyšovým súvrstviem s prevahou organogénnych vápnitých pieskovcov a polôh exotických zlepcov, ktoré sa od typických beluškoslatinských vrstiev podmanínskej sekvencie výrazne odlišujú.

b) praznovskými vrstvami vrchného cenomanu.

Aj keď dva posledne menované vrstvové členy sú veľmi dobre korelovateľné s kostoleckými praznovskými vrstvami sekvencie Hradnej, na základe ich celkovej tektonickej pozície, ako aj z litologického hľadiska sa nám zdá správnejšie začleniť ich do podmanínskej sekvencie.

Záver

Predložený litostratigrafický opis jednotlivých vrstvových sledov novoopísaných sekvencií jednotlivých tektonických jednotiek klapského a manínskeho pásma poukazuje na ich vzájomnú spätosť v priestore a v čase.

Existencia flyšových a hlavne zlepcových horizontov zdôrazňuje existenciu nie jednej ultrapieninskej kordiléry, ale viacerých (Salaj, 1982, 1987), fungujúcich hlavne v albe až cenomane, keď sa v bradlovom pásme začala prejavovať výrazná synsedimentárna subdukcia spojená s obdukčným sunutím klapskej vápencovej platformy do bradlového pásma, jej vynáranie a erodovanie (Salaj, 1987). Sedimentačné priestory sa výrazne skrátili, flyšové fácie sa postupne sťahovali do klapského do drietomského a kysuckého sedimentačného priestoru. Tieto fácie v iných časových intervaloch (stredný — vrchný cenoman a hlavne turón — santón) zasahovali do manínskeho sedimentačného priestoru. Súhlasne s Marschalkom (1986) zastávame názor, že súčasne, keď sa albsko-turónsky flyšový klapský bazén nasunul do drietomského, aj flyšový albsko-turónsky drietomský bazén sa sunul do kysuckého sedimentačného priestoru. Podstatné časti kysuckého, ako aj určité časti drietomského sedimentačného priestoru sa vynorili. V klapskom a v podstatnej časti drietomského sedimentačného priestoru potom pokračovala sedimentácia až do spodného landénu (= tanetu).

Preto v sedimentačných priestoroch kysuckého a čiastočne aj drietomského bazénu v myjavskom úseku bradlového pásma od koňaku nemáme vyššie

stratigrafické členy (nástup sedimentácie rôznych gosauských vývojov; Salaj a Began, 1983). Naproti tomu od Púchova po Žilinu je v drietomskej sekvencii prítomný aj senón. V oblasti Považskej Bystrice v tektonickom nadloží kysuckej sekvencie (titón — turón) pri Upohlave a nad cenomanom pri Hvozdnici (obr. 1) je presunutá drietomská jednotka. Podobne aj pri Považskom Chlmcí — Hornom Vadičove a v celom varínskom úseku bradlového pásma flyšový turón kysuckej sekvencie je v tektonickom styku s cenomanom — kampánom drietomskej sekvencie (Salaj, 1986b, s. 491). Obe tieto sekvencie, keďže majú vrstvový sled preukázaný do paleocénu (Udiča), resp. do eocénu (Hradisko pri Žiline), boli najviac zvrásnené až sávsy. Je to zrejme aj z násunu kolmo vztýčených až prevrátených súľovských zlepcov na stredno- až vrchnoeocénny flyš pri Prečine a zo vzniku viacerých šupín, ktoré sú viac-menej jedna cez druhú presunuté.

Okrem manínskeho pásma sa laramská fáza vrásnenia zreteľne prejavila aj v podhájскеj jednotke, pretože vrchnopaleocénne sedimenty s rifami (napr. pri kostole sv. Heleny v Považskej Bystrici) sú transgresívne (Salaj, 1960).

Podakovanie. Je mi milou povinnosťou poďakovať sa akademikovi M. Maheľovi za cenné kritické pripomienky k predloženej práci, z ktorých prevažná časť bola plne akceptovaná.

Literatúra

- Andrusov, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch; časť IV. a V. *Práce Štát. Geol. Úst., 13*, 176 s.
- Andrusov, D. 1951: Podrobná geologická mapa Československej republiky, list Považská Bystrica 4 361/3. *Bratislava, GÚDŠ.*
- Andrusov, D. 1957: Podrobná geologická mapa Československej republiky, list Bytča 4 361/1. *Bratislava, GÚDŠ.*
- Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát. II. diel. *Bratislava, SAV*, 376 s.
- Andrusov, D. 1965: Geológia československých Karpát. III. diel. *Bratislava, SAV*, 392 s.
- Andrusov, D. 1966: Sur la classification et la nomenclature des unités tectoniques des Karpates septentrionales. *Geol. Zbor., 16*, 2, 171—190.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, SAV*, 188 s.
- Andrusov, D. et al. 1961: Materiály pre geologickú mapu bradlového pásma 1 : 200 000, list Gottwaldov. *Manuskript — archív Geol. lab. SAV Bratislava.*
- Andrusov, D. a Samuel, O. et al. 1983, 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát. 1. 2. *Bratislava, GÚDŠ*, 440 s., 359 s.
- Andrusov, D. a Scheibner, E. 1960: Přehled současného stavu poznatků o geologii bradlového pásma mezi Vlárkou a Tvrdošínem. *Geol. Zbor., 11*, 2, 239—279.
- Began, A. 1961: Správa za rok 1960 o podrobnom geologickom výskume bradlového pásma v okolí Púchova a Považskej Bystrice. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*
- Began, A. 1962: Niektoré poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. *Geol. Práce, Zoš., 62*, 239—244.
- Began, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na stred-

- nom Považí. *Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty*, 11, 55—103.
- Began, A. a Borza, K. 1963: Nová séria — streženická vo vnútornom bradlovom pásme Západných Karpát. *Geol. Zbor.*, 14, 2.
- Began, A., Borza, K., Salaj, J. a Samuel, O. 1965: On the age of Upohlava conglomerates. *Geol. Práce, Spr.*, 36, 123—138.
- Began, A., Borza, K. a Salaj, J. 1966: O manínskej sérii medzi Trenčinom a Novým Mestom nad Váhom. *Geol. Práce, Spr.*, 40, 168—170.
- Began, A. a Salaj, J. 1966a: Geologický a stratigrafický výskum bradlového pásma v okolí Stupného. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Began, A. a Salaj, J. 1966b: Výskum mezozoika bradlového pásma na liste Valašské Klobouky (Mariková, Stupné). *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Began, A. a Salaj, J. 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, séria Konf. — Symp. — Sem.*, 161—168.
- Began, A., Salaj, J. a Kullmanová, A. 1979: Geologická stavba Myjavskej pahorkatiny. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Began, A., Salaj, J. a Rakus, M. et al. 1963: Základný geologický výskum a mapovanie v M = 1 : 25 000 a 1 : 50 000, spojený s edíciou máp v M = 1 : 50 000, list Považská Bystrica. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Biely, A. 1975: Peripieninský linaement. *Geol. Práce, Spr.*, 63.
- Birkenmajer, K. 1959: Seria czertezicka — nowa seria skalkowa Pienin. *Acta geol. Polon.*, 9, 4, 499—517.
- Birkenmajer, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. Polon.*, 45, 1—158.
- Birkenmajer, K. 1988: Exotic Andrusov Ridge: its role in plate tectonic evolution of the West Carpathian foldbelt. *Stud. geol. Polon.*, XCI, 7—37.
- Buday, et al. 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. *Praha, ČSAV*, 11—24.
- Bystrická, H., Gašpariková, V., Köhler, E., Kysela, J. a Salaj, J. 1983: Loc. 9 — Hradisko. In: *18th Europ. Coll. Micropal. (excurs. guide). Bratislava, GÚDŠ, séria Konf. — Symp. — Sem.*, 71—80.
- Haško, J. a Polák, M. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*, 145 s.
- Jendrejáková, O. 1961: Mikrobiostratigrafia albu bradlového pásma a spodného subatlantického príkrovu. *Manuskript — archív Geol. lab. SAV Bratislava*.
- Kantorová, V. a Andrusov, D. 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. *Geol. Zbor.*, 9, 2, 107—117.
- Köhler, E. 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. *Geol. Zbor.*, 11, 1, 67—82.
- Kullmanová, A. 1961: Litologický profil manínskou sériou z okolia Beluškých Slatín. *Geol. Práce, Spr.*, 21, 127—131.
- Kysela, J. 1984: Klapý nappe (profile in the out of the road Udiča — Orlové). In: *Guide to geological exc. in the West Carpathians Mts. Rakus et al. Bratislava*, 27—39, 37—39.
- Kysela, J., Marschalko, R. a Samuel, O. 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky. *Geol. Práce, Spr.*, 78, Bratislava, 143—167.
- Kysela, J. a Rakus, M. et al. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape list Súľov. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Maheľ, M. 1978a: Manín tectonic unit: Relation of the Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 2, 197—214.
- Maheľ, M. 1978b: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Mineralia slov.*, 10, 289—309.
- Maheľ, M. 1979a: Styk vnútorných Karpát a bradlového pásma — príbradlová zóna. In: *Vážnejšie problémy geologického vývoja stavby Československa. Kľúčové územia a metódy riešenia. Zborn. prednášok z konferencie v Smoleniciach*, 3. Bratislava, 265—290.
- Maheľ, M. 1979b: Nové tektonické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*.
- Maheľ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Mineralia slov.*, 12, 193—207.
- Maheľ, M. 1981a: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Mineralia slov.*, 13, 289—306.
- Maheľ, M. 1981b: Island character of Klippen Belt-vahicum, continuation of southern Penninikum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 3, 293—305.
- Maheľ, M. 1984: Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 16, 505—536.
- Maheľ, M. 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *Bratislava, GÚDŠ*, 221 s.
- Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Paleoalpínske jednotky*, 1. Bratislava, Veda, 503 s.
- Maheľ, M. a Kullmanová, A. 1961: Doplnky k manínskej sérii. *Geol. Práce, Spr.*, 21, 71—80.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. *Západní Karpaty*, 1. Praha, ČSAV, 407 s.
- Marschalko, R. 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Bratislava, Veda*, 137 s.
- Marschalko, R. a Kysela, J. 1979: Geológia a tektonika pieninskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 41—57.
- Marschalko, R. a Kysela, J. 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *Západ, Karpaty. Sér. Geol.*, 6, 7—79.
- Marschalko, R., Mišík, M. a Samuel, O. 1980: Postavenie bradlového pásma vo vývoji Západných Karpát. In: *Materiály XXIII. celoštát. geol. konf. Slov. geol. spol. Bratislava, GÚDŠ, séria Konf. — Symp. — Sem.*, 97—137.
- Marschalko, R. a Samuel, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehradza mládeže). *Geol. Práce, Spr.*, 63, 105—114.
- Marschalko, R. a Samuel, O. 1980: Orlovské pieskovce — významná litostratigrafická jednotka klapskej jednotky (bradlové pásmo stredného Považia). *Geol. Práce, Spr.*, 74, 85—94.
- Michalík, J. a Vašíček, Z. 1979: K problémom palinspastickej a paleogeografickej rekonštrukcie spodnokriedového sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu v Strážovskej hornatine. In: *Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa. Kľúčové územia a metódy riešenia. Zborn. prednášok z konferencie v Smoleniciach*, 3. Bratislava, 265—290.
- Mišík, M. 1966: Mikrofacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. *Bratislava, SAV*, 269 s.
- Mišík, M. a Marschalko, R. 1989: Exotic conglomerates in Flysch Sequences: Examples from the West Carpathians IGCP Project 198 — Sedimentology. South Carolina Univ. — GÚDŠ, 17.
- Mišík, M. a Sýkora, M. 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových vápencov bradlového pásma a manínskej jednotky. *Západ. Karpaty. Sér. Geol.*, 7, 7—111.
- Muratov, M. V. a Maslakova, N. I. 1950: Stratigrafija mjelových i paleogenovych otloženij Vostočnych Karpat. *Trudy MGRI*, 25, 94—112.
- Pesl, V., Salaj, J. a Vass, D. 1968: The Flysch and Klippen Belts, Neogene Basins of West Carpathians. *XXIII. Int. Geol. Congr. Guide to Excurs.* 6 AC, Praha, 3—40.
- Rakús, M. 1961: Správa o biostratigrafickom výskume mezozoika na listoch Beluša, Pružina a Považská Bystrica. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.

- Rakús, M. 1965: Biostratigrafia jury kostoleckého bradla. *Geol. Práce, Spr.*, 37, 163—173.
- Rakús, M. 1975: Pestrá vrchná krieda „couches rouges“ v manínskom príkrove. *Geol. Práce, Spr.*, 63, 311—313.
- Rakús, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. *Geol. Práce, Spr.*, 69, 21—38.
- Rakús, M. 1980: Jursko-spodnokriedové bradlá kostoleckej série na strednom Považí. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Rakús, M. 1984: Manin straits-profile through the Jurassic and Cretaceous of the Manin nappe and profile at the Kostolec Klippe. *Guide to geol. excurs. West Carpath. Mts. Bratislava*, 31—37.
- Salaj, J. 1960: Stručná správa o geologickom mapovaní na liste Považská Bystrica. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J. 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 22, 83—97.
- Salaj, J. 1962: Mikrobiostratigrafia spodnej a vrchnej kriedy Západných Karpát (Slovensko). *Manuskript — archív PF UK Praha*.
- Salaj, J. 1966: O možnostiach výskytu ropy v mezozoiku Západných Karpát. *Geol. Průzkum*, 12, 414—416.
- Salaj, J. 1982: Mesozoic Paleogeographic development in the Northwestern part of the West Carpathians of Slovakia. *Amsterdam, Elsevier*, 39, 203—229.
- Salaj, J. 1986a: Problematika litostratigrafických jednotiek klapského sedimentačného priestoru. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J. 1986b: Proposition of Turonian boundaries of the Tethyan realm on the basis of Foraminifera. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 4, 483—499.
- Salaj, J. 1987a: Rét, jeho postavenie v mezozoiku a predpokladané rozmiestnenie jednotlivých sedimentačných zón Západných Karpát. *Miscellanea micropaleont.*, 11/1, 123—152.
- Salaj, J. 1987b: Súčasný trendy v stratigrafii vrchnokriedových stupňov a ich aplikácia na Západné Karpaty. *Geol. Práce, Spr.*, 86, 197—209.
- Salaj, J. 1988a: Geologická štúdia širšieho okolia Považskej Bystrice. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J. 1988b: Geologické mapy širšieho okolia Považskej Bystrice 1 : 25 000 a legenda. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J. a Began, A. 1963: Faciálne vývoje a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr.*, 30, 113—120.
- Salaj, J. a Began, A. 1977: Litofaciálne vývoje, vzťah facií a paleogeografická interpretácia kriedy Považia — I. púchovský úsek. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J. a Began, A. 1983: Senonian to Paleogene paleogeographic and tectonic development of the Myjavska pahorkatina Upland (West Carpathians, Czechoslovakia). *Zitteliana (München)*, 10, 173—181.
- Salaj, J., Began, A., Gašpariková, V., Hanáček, J., Kullman, E., Pristaš, J. a Šucha, P. 1983: Vysvetlivky k listu Pruské. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P. 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *Bratislava, GÚDŠ*, 181 s.
- Salaj, J. a Kysela, J. 1975: Vysvetľujúci text k bradlovému pásmu na listoch Nesluša, Žilina, Bytča. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J. a Kysela, J. et al. 1979: Vysvetlivky k listu M-34-98-A-c (Bytča). *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J. a Samuel, O. 1963: Contribution to the Stratigraphy of Cretaceous of the Klippen belt and Central West Carpathians. *Geol. Zbor.*, 14, 109—125.
- Salaj, J. a Samuel, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Salaj, J. a Samuel, O. 1977: A propos du Cénomanien supérieur — Turonien de la zone des Carpatés occidentales slovaques. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 2—3, 71—86.
- Salaj, J. a Samuel, O. 1984: Microbiostratigraphical division of West Carpathians Mesozoic and Paleogene. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 9, 11—71.
- Samuel, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr.*, 59, 285—298.
- Samuel, O., Köhler, E. a Borza, K. 1972: Microfauna and Litostratigraphie of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). *Bratislava, GÚDŠ*, 246 s.
- Samuel, O., Köhler, E. a Borza, K. 1983: Loc. 11 — Hričovské Podhradie. In: 18th Europ. Coll. Micropal. (excurs. guide). *Bratislava, GÚDŠ, séria Konf. — Symp. — Sem.*, 84—87.
- Samuel, O., Salaj, J. a Began, A. 1980: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 6, 81—111.
- Scheibner, E. 1961: Nový pohľad na tektonický vývoj bradlového pásma Karpát. *Geol. Zbor.*, 12, 1, 153—158.
- Scheibner, E. 1962: Niektoré nové poznatky z bradlového pásma na Slovensku. *Geol. Práce, Spr.*, 62, 233—238.
- Scheibner, E. a Scheibnerová, V. 1958: Kysucké a snežnícke vrstvy — nové členy kriedy pieninskej série v kysuckom vývine. *Geol. Zbor.*, 9, 2, 178—181.
- Scheibnerová, V. 1962: Nové výsledky stratigrafie jury a kriedy bradlového pásma. *Geol. Práce, Zoš.*, 62, 261—265.
- Štur, D. 1860: Bericht über die geol. Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt (Wien)*, XI, 17—149.

Geological structure of the Klippen and Periklippen zones in the Middle Váh river valley and lithological classification of Cretaceous sediments from the newly defined sequences

In the Váh river section the Klippen and Periklippen zones are 10 km wide, besides the Klapa unit the Manín unit and front part of the Križna nappe are of larger extension, with the Upper Cretaceous linked with the Manín unit (Maheľ, 1980, p. 201).

The Klippen Belt proper is represented by the Czorsztyn succession (with hiatus in the Lower Cretaceous, the variegated Albion-Lower Campanian Pustelniak marls; Birkenmajer, 1977, p. 121. Upper Campanian-Maastrichtian Jarmuta beds with agglutinated microfauna and Beloveža variegated Paleocene — Lower Eocene clays. Toward the

south the Jarmuta beds become transgressive in the frame of the Kvašov development defined by Salaj and Began 1983. They are resting on various bed members of the Drietoma unit. From the substratum of the latter inliers klippes of the Czorsztyn and Kysuca units; Salaj-Began et al., 1983; and Kysuca unit with various transitional developments occur (Andrusov, 1959; Began, 1969) — cropping out in a narrow strip along the thrust line of the Magura zone on the Klippen Belt on the one hand and forming several slices in the area of Pruské, cropping out from the substratum of the Drietoma unit thrust over them (Fig. 1).

on the other hand. Besides that, the group of Czorsztyn klippes cropping out in the Brvnište-Višňové strip stresses the nappe position of the Drietoma unit, represented by the Middle-Upper Cretaceous of the Hoština sequence (Fig. 2) from the substratum of the Drietoma unit also klippes of the Kysuca sequence are cropping out (with bed sequence up to the Turonian) in the inlier near Upohlava (Began, 1961, 1969; Andrusov, 1966) and in the inlier in the section Hvozdnica-south of Višňé-Holý vrch — south of Brvnište — el.p. Žarnovica — Prosné and Kruh mapped by the author (Salaj, 1987), which is practically the NW continuation of the Upohlava inlier.

In authors conception (Salaj and Began in Salaj, 1982; Salaj and Hanáček in Salaj, 1987) the Klappe and Drietoma units formed part of the extensive Klappe limestone platform (= NW margin of the Slovak or West Carpathian block) to the Lower Albian, which was thrust by obduction into the Klippen Belt in the Albian-Turonian, broken, its certain parts were gradually emerged in form of several "Ultrapieninic" cordilliers and eroded. Reduction of the sedimentation area took place by underthrusting of the Klippen Belt and swallowing of certain deep zones, mainly of the inter-land of the Klappe limestone platform, corresponding to the lower stage of the Vahicum in the sense of Maheľ (1981b). Extensive eroded parts of the Klappe platform had Triassic-Lower Cretaceous sequences of such a character as the Mesozoic of the Čachtické Karpaty and Brezovské Karpaty Mts. (Began and Salaj, 1978; Salaj and Hanáček in Salaj et al., 1987).

On the contrary, the newly defined Middle-Upper Cretaceous sequences assigned to the Klappe and Drietoma units as well as Paleogene sequences prevailing in flysch development, which originated in newly forming basins of the Periklippen zone including the Gosau Cretaceous and Paleogene basins of the Myjavská pahorkatina upland, belong to the upper stage of the Vahicum defined by Maheľ (1981b). These sequences underwent partly Late Laramide, but mainly Savian folding, before transgression of Miocene Eggenburgian sediments, also distinctly affected tectonically into a system of grabens. Their strike is NE-SW with dip of strata 30–40° SE.

The partial flysch basins of the Peri-klippen zone were separated from one another by emerged zones and practically represented polygeosynclines. A common mark of flysch sequences, which formed here, as stressed by Maheľ (1980), is the abundance of carbonate detritus and their relatively little thickness. A distinct mark of flysch sequences in the Peri-klippen zone, as stressed by the author, is the prevalence of the rate of sedimentation over bottom sinking of partial basins, in which these detrital sediments deposited. This is also confirmed by the prevailing neritic character and not redeposited fauna (horizons of orbitolines in Albian-Cenomanian conglomerates, corals and bryozoans in Coniacian-Santonian conglomerates). The Middle Albian Nimnica sediments, Lower Cenomanian Štepnica collapse clays, Upper Turonian Snežnica and Coniacian — Santonian Sromowce beds of the Podmanín and Hoština sequences are of deeper-water character.

On the basis of the character of these sediments three particular, more or less independent, distinct cycles of sedimentation may be distinguished in the Periklippen zone:

1. The Albian-Turonian cycle with distinct subsidence, considerable thickness of sediments (up to 1 500 m) and supply of detrital material from emerged zones connected with considerable deep erosion.

2. The Coniacian-Lower Campanian cycle with little subsidence, shallower-water character of sediments (up to 400 m) in the Šebeštanová sequence and bathyal character of sedimentation in the Hoština and Podmanín sequences.

The detrital and redeposited material was supplied from a cordillera emerged later, formed by Albian-Turonian sediments of the first sedimentation cycle. In the Upper Santonian was distinct shallowing and formation of reef zone represented by rudist limestones, emersion and formation of island or archipelago zone (similarly as also in the Kysuca sedimentation zone, Maheľ 1981b) as well as destruction of these limestones and their resedimentation specially in the Upper Santonian.

In the Lower Campanian a uniform pelagic sedimentation of the variegated Púchov marls set in with sporadic layers of turbidity sandstones implying reverberations of flysch sedimentation.

3. The Upper Campanian to Paleocene cycle of sedimentation (in certain zones to the Eocene — Hradište near Žilina, Salaj et al., 1978; or to the Lower Oligocene, Gosau basin near Myjava, Samuel 1972). This was shown most distinctly in the Czorsztyn zone (Upper Campanian — Maastrichtian Jarmuta beds, Paleocene — Lower Eocene variegated clays, Middle Eocene flysch).

In the Hoština sequence distinct shallowing was shown, the Ihřište beds formed, with which in certain places the shallow — water organogenic to organo-detrital reefal Bezdedov limestones deposited. In the lower part of the Ihřište formation sedimentation of the Inoceramus marls with intercalations of turbidity sandstones (at depths of 700–300 m) generally predominated whereas in their upper part besides marls, sandstones also the organo-detrital shallow-water orbitoid limestones were deposited (at depths of 100–300 m). The supply of finer detrital material, mainly in the uppermost Campanian, Maastrichtian and Paleocene, into Šafranica beds confirms the existence of an archipelago zone in connection with the older Coniacian — Santonian archipelago zone, which supplied detrital, prevailing exotic, but also carbonate redeposited material.

The bed sequences of the individual sedimentation cycles are differentiated and well definable in the frame of the Drietoma and Klappe units.

In the frame of the Drietoma unit the Middle Cretaceous bed sequences of Vrzávka and Stupné (Fig. 3) and Middle-Upper Cretaceous Hoština sequence (Fig. 2) are described. In this sequence are the newly defined Hatné beds (Middle Cenomanian—Middle Turonian).

In the Klappe unit the Middle-Upper Cretaceous and Paleocene bed sequences of the newly defined Šebeštanová sequence (Figs. 4, 5) are described with the newly defined formations: Uhroy sandstones (Lower Albian), Nimnica flysch formation (Middle Albian), Štepnica clays (Lower Cenomanian), Považská Bystrica orbitoline beds (Lower-Middle Cenomanian), Rašov conglomerates with Hippurites limestones (Coniacian-Santonian) and Šafran-

ica beds (Paleocene). These are developing gradually from the underlying Upper Senonian Ihřište beds.

Attention was also paid to percentage content of CaCO_3 and MgCO_3 in Cretaceous rocks of the Klappe and Drietoma units (Tab. 1).

Considerable attention is paid to the Manín and Kostelec units (Fig. 6). The newly defined Podháj unit (Lower-Middle Cretaceous; Fig. 7) represents from facial point of view a sequence transitional between the Manín unit proper and Klappe unit, on which these are thrust. The Klappe unit from NW and Manín unit from SE (Fig. 1).

The presented lithostratigraphical description of the individual bed sequences from the newly described sequences in the individual tectonic units of the Klappe and Manín zones points to their mutual linking in time and space.

The existence of flysh and mainly conglomerate horizons stresses the existence not of one Ultrapieninic cordiller, but of several (Salaj, 1982, 1987), chiefly functioning in the Albion-Cenomanian, when in the Klippen Belt distinct synsedimentary subduction with obduction of the Klappe limestone platform into the Klippen Belt, its emersion and erosion began to be manifested (Salaj, 1987). Generally considerable reduction of the sedimentation areas and gradual migration of flysh facies into the Klappe, Drietoma and Kysuca sedimentation areas was taking place. In other time intervals (Middle-Upper Cenomanian and mainly Turonian — Santonian) these facies reached the Manín sedimentation area. In agreement with Marschalko (1986) we hold the opinion that at the same time not only the Albion-Turonian flysch Klappe basin was into the Drietoma basin, but also the Albion — Turonian Drietoma flysch basin into the Kysuca sediment-

ation area. The essential parts of the Kysuca as well as certain parts of the Drietoma sedimentation area were emerged. In the Klappe and essential part of the Drietoma sedimentation area deposition continued to the Lower Landenian (= Thanetian) then.

Therefore it can be explained that in the sedimentation areas of the Kysuca basin and partly also of the Drietoma basin in the Myjava section of the Klippen Belt from the Coniacian we have no higher stratigraphical members (onset of sedimentation of various Gosau developments — Salaj and Began, 1983). On the contrary, from Púchov to Žilina, however, also the Senonian is present in the Drietoma sequence. In the area of Považská Bystrica, overlying the Kysuca sequence (Tithonian — Turonian) near Upohlava and above the Cenomanian near Hvozdnica (Fig. 1) the Drietoma units is overthrust. Similarly also near Považský Chlmec — Horný Vadičov and in the whole Varín section of the Klippen Belt the flysch Turonian of the Kysuca sequence is in tectonic contact with the Cenomanian — Campanian of the Drietoma sequence (Salaj, 1986b, p. 491). Both these sequences, regarding to their bed sequence proved to the Paleocene (Udiča) or Eocene (Hradisko near Žilina), were mainly Savian — folded. This is also evident from thrusting of the upright to overturned Súfov conglomerates of the Middle — Upper Eocene flysch near Prečín and formation of several slices, which are more or less overthrust on one another.

Besides the Manín zone, the Lamaride phase of folding was also distinctly manifested in the Podháj unit, as Upper Paleocene sediments with reefs (for instance near the St. Helen church in Považská Bystrica) are transgressive (Salaj, 1960).