

MINISTERSTVO ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
MINISTRY OF THE ENVIRONMENT OF SLOVAK REPUBLIC

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV ĎIONYZA ŠTÚRA
GEOLOGICAL SURVEY OF SLOVAK REPUBLIC



**VYSVETLIVKY
K TEKTONICKEJ
MAPE
SLOVENSKEJ
REPUBLIKY**

**EXPLANATIONS
TO THE TECTONIC MAP
OF SLOVAK REPUBLIC**

1 : 500 000

EDITOR: VLADIMÍR BEZÁK

BRATISLAVA 2004

**VYSVETLIVKY
K TEKTONICKEJ MAPE
SLOVENSKEJ REPUBLIKY**

**EXPLANATIONS
TO THE TECTONIC MAP
OF SLOVAK REPUBLIC**

1 : 500 000

Predseda redakčnej rady:
RNDr. Milan POLÁK, CSc.

Členovia redakčnej rady:
RNDr. Vladimír Bezák, CSc., RNDr. Michal ELEČKO, CSc., RNDr. Ján IVANIČKA, CSc., RNDr. Štefan KÁČER, RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Pavel LIŠČÁK, CSc., RNDr. Karol Marsina, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., doc. RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Anton REMŠÍK, CSc., Roman FRITZMAN, Ing. Zoltán NÉMETH, PhD., Ing. Branislav ŽEC, CSc., RNDr. Ladislav ANDOR, RNDr. Peter HANAS, RNDr. Jozef HATÁR, CSc.

V. BEZÁK, I. BROSKA, M. ELEČKO, M. HAVRILA, J. IVANIČKA,
J. JANOČKO, M. KALIČIAK, V. KONEČNÝ, J. LEXA, J. MELLO,
D. PLAŠIENKA, M. POLÁK, M. POTFAJ, D. VASS

**VYSVETLIVKY
K TEKTONICKEJ MAPE
SLOVENSKEJ REPUBLIKY**

**EXPLANATIONS
TO THE TECTONIC MAP
OF SLOVAK REPUBLIC**

1 : 500 000

EDITOR: VLADIMÍR BEZÁK



Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

ISBN 80 – 88974 – 65 – 8

OBSAH

Abstrakt	7
Úvod (V. Bezák)	8
Tektonický vývoj Západných Karpát a členenie tektonickej mapy (V. Bezák)	9
Charakteristika vyčlenených tektonických jednotiek a štruktúr	11
Paleoalpínske tektonické jednotky vnútorných Západných Karpát	11
Kôrové tektonické jednotky	11
Tatrikum (M. Polák a V. Bezák)	11
Veporikum (V. Bezák a M. Polák)	12
Gemerikum (J. Mello a J. Ivanička)	13
Zemplinikum (M. Polák)	15
Hercýnske granitoidy (I. Broska)	15
Pripovrchové príkrovové tektonické jednotky	17
Fatrikum (M. Polák)	17
Hronikum (M. Havrila)	18
Meliatikum (J. Mello)	19
Turnaikum (J. Mello)	20
Silicikum (J. Mello)	21
Neoalpínske tektonické štruktúry vnútorných a vonkajších Západných Karpát	22
Neoalpínsky štruktúrne modifikované tektonické jednotky z rozhrania vnútorných a vonkajších Západných Karpát (M. Potfaj a D. Plašienka)	22
Neoalpínske tektonické jednotky vonkajších Západných Karpát (M. Potfaj)	24
Formácie vnútorných Západných Karpát naložené na paleoalpínsku príkrovovú sústavu	28
Sedimentárne panvy s paleogénnou a vrchnokriedovou výplňou (J. Janočko, D. Plašienka a D. Vass)	28
Neovulkanické komplexy (V. Konečný, J. Lexa a M. Kaličiak)	31
Sedimentárne panvy s neogénnou a kvarténnou výplňou (D. Vass a M. Elečko)	33

ABSTRAKT

Členenie tektonickej mapy Slovenska 1 : 500 000 vychádza z tektonického vývoja Západných Karpát. Základné členenie je podľa najmladších nealpínskych tektonických procesov, pri ktorých vznikla flyšová prizma vonkajších Západných Karpát ako interakcia bloku vnútorných Západných Karpát s európskou platformou. Blok vnútorných Západných Karpát v sebe nesie zakomponované fragmenty všetkých predošlých etáp vývoja, ktorý sa odohrával v rôznom čase a priestore, a nealpínske naložené štruktúry a formácie (terciérne sedimentárne panvy a neovulkanické komplexy). Základné stavebné jednotky tohto bloku sú paleoalpínske kôrové jednotky (tatrikum, veporikum, gemerikum a zemplinikum) a odlepené pripovrchové príkrovové tektonické jednotky (fatrikum, hronikum, meliatikum, turnaikum a silicikum). Kôrové jednotky sú budované kryštalinickým fundamentom, ktorý má zakomponované fragmenty hercýnskych tektonických jednotiek, a obalovými formáciami vrchného paleozoika a mezozoika. Zvyšky mezoalpínskych jednotiek vystupujú len na rozhraní vonkajších a vnútorných Karpát a sú prevažne nealpínsky štruktúrne prepracované.

ÚVOD

Prevažná časť horskej sústavy Západných Karpát sa rozprestiera na území Slovenskej republiky. Toto pohorie prešlo dlhodobým a zložitým tektonickým vývojom. Na tektonickej mape Slovenskej republiky kolektív autorov vyjadruje svoj súčasný pohľad na tektonickú stavbu Západných Karpát. Princípom členenia tektonickej mapy a jej legendy sú štádiá tektonického vývoja Západných Karpát.

Na tvorbe tektonickej mapy sa podieľal pomerne široký kolektív geológov z ŠGÚDŠ, PriF UK a GÚ SAV. Redaktorom je V. Bezák, neopalínske sedimentárne formácie a štruktúry spracovali D. Vass, M. Elečko, J. Janočko, M. Perszlényi, F. Marko, J. Maglay a J. Pristaš, neovulkanity V. Konečný, J. Lexa, M. Kaličiak a B. Žec, flyš a bradlové pásmo M. Potfaj, mezozoikum M. Polák, M. Havrila, J. Mello, A. Biely a D. Plašienka, paleozoikum J. Ivančíka, P. Reichwalder a J. Vozár a kryštalinikum V. Bezák a I. Broska.

Tektonická mapa Slovenska 1 : 500 000 vychádza najmä z posledných geologických podkladov 1 : 500 000 (Biely et al., 1996; Lexa et al., 2000) a dopĺňa údaje z regionálnych geologických máp 1 : 50 000. Posledné tektonické mapy týchto mierok boli Tektonická mapa Československa 1 : 500 000 (Mahel' et al., 1984) a Tektonická mapa Československa 1 : 1 000 000 (Biely et al., 1968). Oproti nim sa táto tektonická mapa vyznačuje novým prístupom k členeniu popříkrovových sedimentárnych a vulkanických formácií, ktoré je založené na ich vzťahu k tektonickým procesom. Do zvláštnej skupiny sú zaradené tektonické jednotky z rozhrania vnútorných a vonkajších Západných Karpát. V pripovrchových príkrovových tektonických jednotkách (najmä v hroniku) sa uplatnil princíp faciálneho členenia náplne čiastkových príkrovov. V kryštalinickom fundamente sú zobrazené aj reliktý hercýnskych tektonických jednotiek. Granitoidy sa členia na suity podľa ich genetického vzťahu ku geotektonickým procesom. Pri zlomových štruktúrach je vyjadrená ich hierarchia a pri mnohých sú doplnené aj názvy. Znázornené sú vulkano-tektonické štruktúry, izopachy hrúbky sedimentárnych výplní paniev a ďalšie štruktúry.

TEKTONICKÝ VÝVOJ ZÁPADNÝCH KARPÁT A ČLENENIE TEKTONICKEJ MAPY

Tektonická štruktúra Západných Karpát obsahuje fragmenty viacerých orogénov a mladé naložené sedimentárne a vulkanické útvary. Tektonické elementy Západných Karpát sa formovali počas dvoch hlavných orogénéz – hercýnskej a alpínskej. Každá z nich mala niekoľko samostatných, geotektonicky rozdielnych etáp.

Najstaršie jednotky v tektonickej stavbe Slovenska sú fragmenty hercýnskych tektonických jednotiek. Budujú kryštalinický fundament a sú základnými stavebnými elementmi dnešnej kôry Západných Karpát. Pod Západné Karpaty sa ešte do určitej miery od SZ a S ponára európska platforma (najmä kadomské kryštalinikum Brunie), možno aj fragmenty fundamentu oravika pod tatrikom a na J aj predpokladané útržky kadomského fundamentu neznámej príslušnosti v podloží hercýnskych jednotiek. Hercýnske tektonické jednotky vznikali počas dlhodobého vývoja v paleozoiku v priestore medzi vtedajšími kontinentmi Gondwanou a Lauráziou. V tomto priestore sa predpokladá existencia ešte niekoľkých menších kontinentálnych blokov a oceánskych domén.

Hercýnske jednotky sú strednokôrové príkrovy, ktoré vznikli pri hercýnskych kolíznych procesoch. Sú zložené z komplexov metamorfovaných hornín líšiacich sa stupňom metamorfózy a litológiou. V závere svojho vývoja boli v rôznych obdobiach intrudované telesami granitoidov. V neskoršom tektonickom vývoji sa hercýnska stavba dezintegrovala a fragmenty hercýnskych jednotiek boli zakomponované do nových alpínskych jednotiek a boli štruktúrne prepracované. Dezintegrácia hercýnsky vytvorenej kontinentálnej kôry sa začala prejavovať už od vrchnopaleozoickej riftogenézy a pokračovala v mezozoiku až do vytvorenia oceánskych bazénov a mikrokontinentov.

Alpínska orogéza prebiehala počas mezozoika a terciéru. Mala niekoľko etáp, ktoré konvenčne členíme podľa uzatvárania oceánskych domén v priestore medzi európskou a africkou platňou na paleo-, mezo- a neoalpínsku etapu (napr. Suk et al., 1996). Počas mezozoika a terciéru predpokladáme existenciu troch oceánskych bazénov s rozdielnym vývojom. V súvislosti s ich uzatváraním sa vytvárali základné alpínske tektonické jednotky Západných Karpát v rôznom čase a priestore. Tieto jednotky sa postupne dostávali do súčasného priestoru a do súčasnej pozície pri najmladších neoalpínskych etapách vývoja oblúka Západných Karpát.

Paleoalpínska etapa sa začala uzatváraním meliatskeho oceánu v jure a skončila sa kolíziou pred vrchnou kriedou. Mezoalpínska etapa súvisela s uzatváraním juhopenninského, váhického oceánu a s následnými kompresnými udalosťami koncom kriedy a začiatkom paleogénu. V neoalpínskej etape koncom paleogénu sa uzatváral severopenninský, flyšový bazén. V neogéne nastala následná šikmá kolízia a prejavili sa transpresné a transenzné pohyby medzi európskou platformou a karpatským blokom.

Pri známej polarite alpínskeho orogénu od juhu na sever sa ako prvý uzatváral meliatsky oceánsky bazén. O jeho existencii svedčia len fragmenty oceánskej kôry zachované v podobe príkrovov. S jeho uzavretím a následnou kolíziou spájame vznik hlavných kôrových paleoalpínskych jednotiek Zá-

padných Karpát, ale aj pripovrchových príkrovov. Dlhodobá paleoalpínska tektonická etapa sa skončila v strednej kriede vytvorením karpatského kontinentálneho bloku. Tento blok v mezoalpínskej etape (zhruba koncom kriedy a začiatkom paleogénu) pravdepodobne po uzavretí predpokladaného oceánskeho bazénu juhopenninského typu kolidoval s ďalším kontinentálnym blokom, ktorý sa oddelil od európskej platformy (hypotetické oravikum a jeho fundament). Tektonické jednotky z tejto etapy boli v ďalšom vývoji štruktúrne prepracované a stali sa súčasťou neoalpínskej stavby na rozhraní dnešných vnútorných a vonkajších Karpát. Preto o mezoalpínskej vývojovej etape uvažujeme len na základe nepriamych indícií a podľa analógie s vývojom susedných segmentov najmä v Alpách.

Po mezoalpínskej kolízii karpatský blok sa postupne dostával do šikmej kolízie s európskou platformou a pritom uzatváral oceánsky bazén vonkajšieho flyšu. Vytvárala sa zóna akrečnej prizmy flyšových príkrovov (vonkajšie Západné Karpaty). Karpatský blok (vnútorné Karpaty) bol dezintegrovanej najmä horizontálnymi posunmi. Zároveň prebiehala aj extenzia kôry spojenej so vznikom sedimentárnych paniev a s vulkanizmom.

Od tektonického vývoja sa odvíja aj tektonické členenie Západných Karpát. V legende sú vyčlenené dve základné skupiny tektonických jednotiek a formácií: neoalpínske tektonické štruktúry vnútorných a vonkajších Západných Karpát a paleoalpínske tektonické jednotky vnútorných Západných Karpát.

Základné členenie vychádza z najmladších neoalpínskych tektonických procesov, pri ktorých vznikla flyšová prizma vonkajších Západných Karpát ako interakcia bloku vnútorných Západných Karpát s európskou platformou. Blok vnútorných Západných Karpát v sebe nesie zakomponované fragmenty všetkých predchádzajúcich etáp vývoja, ktorý sa odohrával v rôznom čase a priestore, a neoalpínske naložené štruktúry a formácie. Základné stavebné jednotky tohto bloku sú paleoalpínske kôrové jednotky a odlepené pripovrchové príkrovky. Zvyšky mezoalpínskych jednotiek vystupujú len na rozhraní vonkajších a vnútorných Karpát a sú prevažne neoalpínsky štruktúrne prepracované. Neoalpínske formácie naložené na paleoalpínsku príkrovovú sústavu sú sedimentárne panvy s výplňou od vrchnej kriedy po kvartér a neovulkanické komplexy.

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH TEKTONICKÝCH JEDNOTIEK A ŠTRUKTÚR

PALEOALPÍNSKE TEKTONICKÉ JEDNOTKY VNÚTORŇNÝCH ZÁPADNÝCH KARPÁT

Paleoalpínske tektonické jednotky zahŕňajú jednak celokôrové jednotky, jednak sústavu pripovrchových príkrovov. Kôrové tektonické jednotky – tatrikum, veporikum, gemerikum a zemplinikum – sú budované kryštalinickým fundamentom, v ktorom sú zakomponované fragmenty hercýnskych tektonických jednotiek, a obalovými formáciami vrchného paleozoika a mezozoika. Medzi paleoalpínske pripovrchové príkrovové jednotky zaraďujeme príkrovovú sústavu fatrika, hronika, meliatika, turnaika a silicika.

Kôrové tektonické jednotky

Tatrikum

Tatrikum je najhlbšia obnažená tektonická jednotka vnútorných Západných Karpát. Vystupuje v jadrových pohoriach a tvorí ju kryštalinický fundament, klastické sedimenty karbónu a permu a mezozoické sekvencie.

52 – 55 Hercýnske tektonické jednotky v kryštaliniku (proterozoikum? – paleozoikum)

Hercýnske tektonické jednotky sú výsledkom mezohercýnskych kolíznych procesov. Ich členenie vychádza z koncepcie Bezáka et al. (1997). V kryštaliniku tatrika vydeľujeme štyri základné hercýnske litotektonické jednotky:

- vrchné epizonálne komplexy: ide o relikty nízko metamorfovaných komplexov pravdepodobne spodnopaleozoického veku, v súčasnosti v najvrchnejšej tektonickej pozícii v rámci kryštalinika, kam sa dostali násunmi v záverečnej fáze hercýnskeho orogénu. Typickým predstaviteľom sú fylity Kliniska v Nízkych Tatrách. Zvláštny vývoj majú tieto komplexy v Malých Karpatoch.
- vrchná jednotka: sú to vysoko metamorfované pararuly, ortoruly, migmatity a amfibolity, ktoré zaberajú najväčšiu časť kryštalinika tatrika. Indikované sú aj relikty vysokotlakovej metamorfózy najmä v leptinitovo-amfibolitovom komplexe (napr. Hovorka a Méres, 1993; Janák et al., 1993).
- stredná jednotka: strednokôrový príkrov zložený z rúl a svorových rúl, ale aj s výskytom ortorúl a amfibolitov. Pre túto jednotku je typická metamorfóza stredného až vyššieho stupňa a následné retrográdne prepracovanie. Vyskytujú sa najmä v Západných Tatrách a Považskom Inovci.
- spodná jednotka: ide o nízko až stredne metamorfované komplexy, pôvodne pravdepodobne v spodnej tektonickej pozícii (v tatriku) by tam mali patriť len niektoré komplexy v Malých Karpatoch a Tribeči).

51 *Obalové formácie (vrchné paleozoikum – stredná krieda)*

Tatrické mezozoické jednotky rozdeľujeme na základe rozdielnej sedimentácie v jure a spodnej kriede na jednotky s hlbokovodnými sedimentmi (šiprúnska sekvencia) a plytkovodnými sedimentmi v jure a spodnej kriede (sekvencia Červenej Magury a vysokotatranská sekvencia). Vývoj triasu je v oboch jednotkách podobný – plytkovodný. Podobný vývoj majú aj vrchno-paleozoické formácie. Zastúpené sú najmä klastické sedimenty permu (najmä v Tribeči, Považskom Inovci a Malých Karpatoch), vrchný karbón je vyvinutý len v Považskom Inovci.

Šiprúnska sekvencia je charakteristická predovšetkým allgäuským súvrstvím v liase, sedimentáciou pestrých rádiolaritov a mohutnými sedimentmi lučivnianskeho súvrstvia reprezentovaného pelagickými karbonátovými sedimentmi a slienitými vápencami s hojným zastúpením silicítov vo forme rohovcov. V sekvencii Červenej Magury a vo vysokotatranskej sekvencii chýba mohutné súvrstvie fleckenmerglovej litofácie. Tú nahradili plytkovodné sedimenty liasu (krinoidové vápence a hľuznaté vápence). Vrchnojurskú sedimentáciu zastupujú krinoidové cefalopodové, rohovcové a hľuznaté vápence. V najvyššej jure sa sedimentácia vyrovnávala sedimentmi titónskych vápencov a spodnokriedových pelitov. Interval barém – apt zastupujú pelagické sedimenty s prímiesou detritického materiálu. Vo vysokotatranskej sekvencii sedimentovali urgónske vápence. Sedimentácia sa v mezozoiku skončila flyšovým porubským súvrstvím (alb – stredný turón).

Veporikum

Veporikum je ďalšia kôrová tektonická jednotka vnútorných Západných Karpát sformovaná pri paleoalpínskej kolízii. Je nasunutá na tatrikum. Plochu násunu predstavuje čertovická násunová zóna a ponára sa pod gemerikum na lubeníckej a margecianskej tektonickej zóne. Je zložená z kryštalinického fundamentu a obalových formácií vrchného paleozoika a mezozoika. Relikty hercýnskych tektonických jednotiek v kryštaliniku veporika mali v paleozoiku spoločný vývoj s hercýnskymi jednotkami, ktoré sú dnes v kryštaliniku tatrika.

58 – 61 *Hercýnske tektonické jednotky v kryštaliniku (proterozoikum? – paleozoikum)*

Medzi nízko metamorfované komplexy vo vrchnej tektonickej pozícii zaraďujeme sporadické relikty nízko metamorfovaných hornín najmä v južnom veporiku (sinecký komplex). Je možné, že aj v strižných zónach severného veporika s mohutným vývojom fylonitov sú zaklínené relikty takýchto hornín (komplex Jánovho grúňa, kraklovská formácia). Vrchná, vysoko metamorfovaná litotektonická jednotka predstavuje len relikty v severnom veporiku reprezentované ortorulami, menej pararulami, a najmä mohutným vývojom metabázik. Strednú, rulovo-svorovú litotektonickú jednotku charakterizuje široké zastúpenie diaforitov (kraklovské pásmo a kohútske pásmo). Spodná litotektonická jednotka predstavuje nízko až stredne metamorfovanú spodnopaleozoickú jednotku, pôvodne v subautochtónnej pozícii na predpokladanom kadomskom fundamente. Na povrch vychádza v alpínskych tektonických štruktúrach najmä transpresného charakteru v kohútskom pásme.

56 – 57 *Obalové formácie (vrchné paleozoikum – spodná krieda)*

Na základe charakteru mezozoických sekvencií obalové formácie veporika rozdeľujeme na severoveporické a juhoveporické. Severoveporické sekvencie sú zastúpené mladopaleozoickými klastickými sedimentmi najmä permu (ľubietovská a starohorská skupina) a celou mezozoickou sekvenciou rozpätia spodný trias až spodná krieda. Litofaciálnou náplňou sú takmer identické s mezozoikom krížňanského príkrovu s charakteristickými sedimentmi karpatského keuperu (sekvencia Veľkého boku). V južnom veporiku je mladšie paleozoikum zastúpené vrchným karbónom až permom revúckej skupiny. Mezozoický komplex predstavujú najmä triasové sedimenty bez prítomnosti karpatského keuperu v struženickej (Föderata) a tuhárskej sekvencii. Typickým znakom je ich silné dynamometamorfné prepracovanie.

Gemerikum

Gemerikum je paleoalpínsky sformovaná príkrovová tektonická jednotka presunutá na veporikum. Pozostáva z fragmentov hercýnskych tektonických jednotiek a obalových formácií karbónu, permu a triasu.

64 – 68 *Pôvodne hercýnske tektonické jednotky*

Gemerikum obsahuje reliktu niekoľkých hercýnskych tektonických jednotiek, ktoré sa od seba odlišujú litologickým zložením jednotlivých sedimentárno-vulkanogénnych sekvencií podieľajúcich sa na ich stavbe, vývojom a stupňom hercýnskej regionálnej metamorfózy a čiastočne aj vekovým zaradením. Pôvodne boli súčasťou inej, externejšej vetvy hercyníd ako tektonické jednotky, ktoré sú súčasťou tatrika a veporika. Paleozoické jednotky v gemeriku sú gelnická, štóška, rakovecká, klátovská, ochtinská a črmeľská jednotka.

Gelnická tektonická jednotka

Vystupuje v južnej časti alpínsky sformovanej gemerickej jednotky. Mohutné masy staropaleozoického vulkanogénneho flyšu sú geneticky späté s vývojom magmatického oblúka na aktívnom kontinentálnom okraji (Vozárová, 1993). Nie je to však bezprostredná oblasť magmatického oblúka, a to vzhľadom na to, že nie sú zachované vyššieteplotné fácie nízkotlakovej premeny. Typologická analýza zirkónov z metapieskovcov gelnickej jednotky dokázala krustálne a krustálno-plášťové magmatické zdroje. Svedčí to o tom, že synsedimentárny vulkanizmus bol spojený so subdukčnými procesmi. Predpokladaný vek sedimentárnych sekvencií gelnickej jednotky je vrchné kambrium až spodný devón. Inou interpretáciou genézy gelnickej tektonickej jednotky je riftogenéza na kontinentálnej kôre pôsobením konvekčného zdroja tepla (plášťový stĺpec; Grecula, 1982; Németh, 2002).

Štóška tektonická jednotka

Nachádza sa v južnej časti gemerika. Vzájomný vzťah štóskej a gelnickej jednotky považujeme za tektonický. Vzhľadom na prekrytie oboch jednotiek permkými kontinentálnymi uloženinami gočaltovskej skupiny ich tektonický

vzťah predstavuje relikť hercýnskej tektoniky. Podstatnú časť štóskej jednotky tvorí monotónny súbor rytmicky sa striedajúcich metapieskvcov a fylitov, ktorý má znaky distálnej flyšovej sedimentácie. Charakteristická je neprítomnosť vulkanických členov. Zaujímavé je, že petrofaciálna analýza detritu, ako aj spoločenstvo ťažkých minerálov indikujú rovnaké zdrojové oblasti ako v prípade súborov gelnickej jednotky (Vozárová, 1993). Vek štóskej jednotky sa dosiaľ nepodarilo biostratigraficky určiť. Predpokladá sa vrchnodevónsky vek.

Rakovecká tektonická jednotka

Vystupuje v severnej časti gemerika. Tvoria ju najmä mohutné masy bážických metavulkanitov a metavulkanoklastík. S metavulkanitmi je asociované len malé množstvo pelitických metasedimentov, v spodnej časti sú zastúpené aj jemnozrnné klastické metasedimenty. Podstatná časť metasedimentov a metavulkanitov obsahuje minerálne asociácie zodpovedajúce P-T podmienkam nízkotlakovej fácie zelených bridlíc. Rakovecká jednotka reprezentuje silno kompresne deštruovaný relikť ostrovného oblúka založeného na oceánskej kôre zaoblúkového typu (Ivan et al., 1992).

Vek horninových komplexov rakoveckej jednotky nie je biostratigraficky doložený. Predvestfálsky vek protolitu aj metamorfózy sa datuje na základe výskytov úlomkov hornín rakoveckej jednotky vo vestfálskych zlepencoch rudnianskeho súvrstvia.

Klátovská tektonická jednotka

Prináleží k severnej časti alpínskej gemerickej tektonickej jednotky. Tvoria ju horniny rulovo-amfibolitového komplexu (Hovorka et al., 1984), ktorý bol definovaný ako samostatná litostratigrafická jednotka pod názvom klátovská skupina (Spišiak et al., 1985). Protolit hornín klátovskej jednotky predstavovali predovšetkým bazalty a bážické a ultrabážické magmatické horniny, ktoré sa považovali za súčasť neúplnej ofiolitovej suity, alebo sa korelovali s leptynitovo-amfibolitovým komplexom.

Ochtinská a črmel'ská tektonická jednotka (spodný karbón)

Vystupujú v severnej časti gemerika. Litofaciálny vývoj oboch sekvencií, mineralogické zloženie sedimentov, charakter vulkanizmu, ako aj stupeň premeny naznačujú ich výrazné podobnosti. Vo všeobecnosti ich tvorí flyšoidný súbor hrubo- až jemnozrnných sedimentov asociovaných s metabazaltmi a ich metavulkanoklastikami. Biostratigraficky doložený vek tohto súboru je turnén – visén. Smerom do nadložia tento horninový súbor postupne vystriedajú plytkovodné peliticko-karbonátové fácie s organodetritickými karbonátmi zmenenými na magnezity. Bazalty ochtinskej aj črmel'skej jednotky javia príbuznosť k E-MORB bazaltom s miernou afinitou k ostrovnoblučkovým bazaltom (Ivan et al., 1992). Aj to dokumentuje opodstatnenosť zaradenia týchto spodnokarbónskych bazénov k typu zvyškových bazénov s typom zaoblúkovvej oceánskej kôry.

Niektorí autori rozdeľujú tieto formácie na severo- a juhogemerické. Toto členenie naráža na problém, že nevieme s dostatočnou istotou stanoviť rozdiely v mezozoických formáciách, pretože mezozoické sekvencie v gemeriku sú zastúpené veľmi rudimentárne. V severnom gemeriku z litostratigrafických jednotiek do mezozoika až spodného triasu zasahuje iba najvyššia časť novoveského súvrstvia. Podobne ako v severnom, tak aj v južnom gemeriku za gemerické mezozoické litostratigrafické jednotky môžeme považovať iba tie, ktoré ležia na permských súvrstviach (tu štítnické súvrstvie) v normálnom vrstvovom slede. V oblasti Gočaltova sú to piesčité vápence, v oblasti Kobeliarova bodvasilašské a sinské vrstvy a gutensteinské dolomity. Rozdiely sa prejavujú najmä v sekvenciách vrchného paleozoika. Kým na severe gemerika sú zastúpené formácie stredného až vrchného karbónu a permu, na juhu sú to len permské formácie, ktoré predstavujú prechod z kontinentálnych do morských sedimentov.

69 *Zemlinikum*

Tektonická jednotka zemlinika sa stala súčasťou bloku vnútorných Západných Karpát až zrejme v najmladších neogénnych etapách tektonického vývoja. Jej pôvodná príslušnosť je však neznáma. Môže byť súčasťou južnejších jednotiek s kadomským fundamentom. Jednotka je zložená z kryštallického fundamentu a vrchnopaleozoiko-mezozoického obalu. Vrchnopaleozoické sedimenty majú oproti iným jednotkám v Západných Karpatoch svoje osobitosti.

Hercýnske granitoidy

Hercýnske plutonické horniny Západných Karpát predstavujú suity orogénnych a postorogénnych granitoidov, vekovo zaraďovaných do obdobia hlavnej hercýnskej kolízie (mezohercýnska etapa) a postkolízneho neohercýnskeho obdobia. Každú z granitoidných suít tvorí viacero petrografických typov granitoidných hornín. Tie geochemicky a mineralogicky odrážajú charakter zdrojovej horniny a fyzikálno-chemické podmienky geotektonických prostredí, v ktorých sa tieto suity formovali.

Najstaršie paleohercýnske duktilné metamorfované granitoidy typu S premenené na ortoruly sú na mape zahrnuté ako súčasť vrchnej hercýnskej litotektonickej jednotky. Alpínske granity sa vyvíjali v geotektonicky dvoch samostatných etapách – paleoalpínskej a neoalpínskej. Paleoalpínske granity sú na mape vyjadrené kontúrou podpovrchového granitu (rochovský granit) a neoalpínske v rámci intruzívnych komplexov v neovulkanitoch.

Vekové zaradenie suít sa opiera o Rb-Sr datovania, konvenčné U-Pb izotopické zirkónové datovania zirkónových frakcií, datovania jednotlivých zirkónových zŕn a chemické Th-U-Pb monazitové datovania na mikrosonde.

V Západných Karpatoch je možné odlíšiť dve hlavné skupiny hercýnskych granitoidov: mezohercýnske kolízne granitoidy a neohercýnske postkolízne granitoidy.

Suíta granitoidov typu S

Je to dominantná súita granitoidov v tatrickej a veporickej tektonickej jednotke, ktoré sa vytavili prevažne zo sedimentárnych zdrojových hornín (preto typu S). Ide o peraluminózne granity a (leuko)granity, granodiority a len lokálne aj tonality, ktoré sa podieľajú na stavbe kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Suchého a Malej Magury, Žiaru, čiastočne Tribeča, Malej Fatry, Západných Tatier, Veľkej Fatry, Braniska, Čiernej hory a Veporských vrchov. Pre túto súitu je charakteristická aj rozsiahlejšia tvorba pegmatitov. Súita sa vekovo zaraďuje do obdobia 360 – 340 mil. rokov, čiže do vrchného devónu až spodného karbónu. Bola derivovaná dehydratačným tavením muskovitu a biotitu z metasedimentárnych zdrojov na úrovni strednej a spodnej kôry (Petrík et al., 1994). Vyvíjala sa v kolíznom prostredí v čase zhrubnutia kôry v dôsledku rozsiahlych hlbokokôrových násunov.

Suíta granitoidov typu I

Podľa existujúcich datovaní je zistená v kryštaliniku tatrika, a to najmä v Malej Fatre, Malých Karpatoch (modranský masív) a Nízkych Tatrách (ďumbiersky a prašivský typ). Vznikali podobne ako súita typu S v období vrchného devónu až spodného karbónu (360 – 340 mil. rokov). V Malej Fatre majú tieto granitoidy najlepšie vyvinuté I-typové charakteristiky s nízkymi iniciálnym pomerom Sr. Ide teda o granitoidy, kde je badateľný účinok vrchného plášťa pri generovaní materskej taveniny z pôvodne vyvretých zdrojových hornín (preto typ I od slova igneous – vyvretý).

Najrozšírenejšími granitoidmi typu I sú tonality a granodiority. Genéza týchto granitoidov sa viaže na vyššie teplotné podmienky (cca 800 °C) a vyšší obsah vody v porovnaní s magmami, z ktorých vznikala súita typu S (Petrík a Broska, 1993).

Suíta neskoroorogénnych granitoidov

Táto súita má najväčší rozsah vo Vysokých Tatrách a vo Veporských vrchoch. Petrograficky sú to najmä granodiority, menej granity a tonality, ktoré geochemicky a mineralogicky vykazujú prechodné charakteristiky typu I/S. Zrejme je to dôsledok kontaminácie pôvodne kyslých tavenín typu I (Kohút a Janák, 1994) vznikajúcich dehydratačným tavením bázičného protolitu materiálom strednej kôry. Vekovo sa zaraďujú do vrchného devónu – stredného karbónu.

Suíta granitoidov typu I

Táto súita je zrejme najtypickejšie vyvinutá najmä vo veporickej jednotke (sihliansky a ipeľský typ), ale vyskytuje sa aj v tatrickej jednotke, najmä v Tribeči, vo Veľkej Fatre (smrekovický typ) a v Považskom Inovci v hlohovskom bloku. Vek tejto granitoidnej suity sa datuje v rozmedzí 320 až 303 miliónov rokov, čiže ide o stredno- až vrchnokarbónsku súitu. Reprezentujú ju metaluminózne až subaluminózne tonality, granodiority a menej granity.

Lokálne sú v týchto granitoidoch pomerne hojné uzavreniny mikrogranulárnych mafických enkláv. Granitoidy tejto suity typu I sa pravdepodobne tavili bez prítomnosti voľnej fluidnej fázy na hranici spodnej kôry a plášťa s čiastočnou interakciou, resp. miešaním kyslých a mafických magiem. Zdrojom tepla na tavenie spodnej kôry bolo vykľutie plášťa. Spodnokôrové plášťové hmoty sú v súčasnosti v tonalitoch zachované vo forme mikrogranulárnych enkláv. V porovnaní so suitou typu S sa predpokladá plytšie umiestnenie magmatických komôr zároveň pri hlbšom založení zóny tavenia.

Suita postorogénnych granitoidov typu A

Táto suita granitoidov, ktorú reprezentujú najmä alkalické granity, syenogranity až granitové porfýry, sa mnohými geochemickými a mineralogickými črtami odlišuje od orogénnych granitov včítane zásadne rozdielnej typológie zirkónov. Granity typu A vystupujú v podobe malých intrúzií lokalizovaných v gemeriku (Turčok) a veporiku (typ Hrončok), ale našli sa aj v podobe obliakov v kriedovo-paleogénnom flyši pieninského bradlového pásma. Ich vek bol stanovený ako permský, resp. permsko-triasový (270 až 280 mil. rokov), pri Čiernom Balogu sa zistil aj nižší (239 mil. rokov; Putiš et al., 2000).

Postorogénne granity typu A vznikali z relatívne horúcejšej a suchšej magmy v extenznom prostredí na kontinentálnych, hlboko založených lineamentoch v období hercýnskej konsolidácie (Uher a Broska, 1996). Už počas intrúzie pozdĺž zlomov tieto granity podliehali deformácii, ktorá sa potom v alpínskom orogéne ešte prehĺbila. Žilné a povrchové prejavy magmatizmu typu A predstavujú granitové porfýry a permské metavulkanity a porfýroidy v severnom veporiku.

Suita špecializovaných granitov typu S

Ide o najtypickejšie granitové horniny typu S v Západných Karpatoch. Reprezentujú ich najmä malé masívy biotiticko-muskovitických leukogranitov. Vyskytujú sa najmä vo Volovských vrchoch v gemerickej jednotke, ale podobné sa zistili aj vo Veporských vrchoch vo veporickej jednotke (klenovecké granity – Hraško et al., 1997). Sú to predovšetkým permské granitoidy, ktorých vznik pokračuje až na rozhranie permu a triasu. Tieto granity sú primárne obohatené o prchavé zložky ako B a F, s čím súvisel aj ich vyšší obsah vody, následne nižšia viskozita, a teda lepšia schopnosť diferencovať sa. Miestami sa takto diferencovali na vysoko rozvinuté granity so zvýšeným obsahom Sn, Nb, Ta, Rb, Li, B, W a P. Prejavilo sa to vo vývoji špeciálnej mineralizácie najmä v alterovaných častiach granitových kupol. Preto sa tieto granity označujú ako špecializované. Vznik celej suity sa spája s otváraním riftovej zóny, kde sa preteplovala stredná časť kôry.

Pripovrchové príkrovové tektonické jednotky

41 – 42 *Fatrikum*

Fatrikum pomenované Andrusovom et al. (1973) predstavuje sústavu pripovrchových príkrovov ležiacich v nadloží tatrika. V rámci fatrika sme vydělili formácie, ktoré obsahujú hlbokovodné sedimenty v jure a spodnej kriede repre-

zentované zliechovskou sekvenciou, a formácie s plytkvodnými sedimentmi v jure a spodnej kriede (vysocká, belianska a iľanovská sekvencia) vystupujúce vo viacerých čiastkových príkrovoch. V oboch definovaných oblastiach sedimentáciu spodného triasu zastupujú klastiká lúžňanského súvrstvia. Stredný trias reprezentujú karbonátové sedimenty platformového vývoja, reprezentované gutensteinskými vápencami a ramsauskými dolomitmi. Vrchný trias zastupuje flyšová litofácia lunzských vrstiev a polohy hlavného dolomitu. Výrazne je vyvinutý horizont karpatského keuperu lagunárnej sedimentácie norika. Najvyšší trias predstavuje kössenské súvrstvie tvorené tmavými organodetritickými a koralovými vápencami.

V jure sa výrazne diferencovalo sedimentačné prostredie. Je tu výrazne zastúpená zliechovská hlbokovodná sekvencia s charakteristickou sedimentárnou náplňou. Bazálnu časť tvorí transgresívne kopienecké súvrstvie spodného liasu. Vrchnú časť liasu tvorí allgäuske súvrstvie, ktoré je zastúpené alternáciou tmavosivých až čiernych bridlíc a tmavosivých škvrnitých vápencov. Najvyšší lias zastupujú lokálne pestré hľuznaté adnetské vápence. Dogerský horizont zastupuje ždiarske súvrstvie, pestré rádiolárové vápence a rádiolarity. Najvyššiu juru zastupuje jaseninské súvrstvie kimeridžu a osnické súvrstvie titónu. Spodnú kriedu predstavuje mráznické pelagické súvrstvie a celý cyklus sa končí mohutným flyšovým porubským súvrstviem.

Litofaciálnu náplň plytkvodných sekvencií (vysocká, belianska a iľanovská) charakterizujú prevažne krinoidové a piesčité vápence, hierlatzské vápence a pestré hľuznaté vápence vrchného liasu. Charakteristické sú polohy červených czorsztynských vápencov kimeridžu. Titón a barém zastupujú slienité vápence s rohovcami a bridlicami, apt tmavosivé až čierne organodetritické rohovcové vápence. Sedimentácia je zakončená flyšovými sedimentmi porubského súvrstvia.

43 – 46 *Hronikum*

Termín hronikum zaviedli Andrusov et al. (1973) pri redefinícii veľkých tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát a nahradil tak celú sériu starších termínov. Hronikum predstavuje zložitú tektonickú jednotku – sústavu príkrovov v nadloží tektonických jednotiek tatrika, fatrika a veporika.

Sedimentačný priestor hronika sa sformoval v extenznej etape, v neohercýnskom období (vrchný karbón – perm) na granitoidnej kôre zhrubnutej počas mezohercýnskych kolíznych procesov. Najmladšie, jursko-spodnokriedové súvrstvia sú zachované len lokálne. Preto paleogeografická rekonštrukcia sedimentárnych priestorov hronika môže byť založená len na vrstvových sledoch v podloží hlavného dolomitu. Možno ich rozdeliť na tri litologicky výrazne odlišné horizonty. Spodný z nich, v rozsahu vrchný karbón (stefan) – spodný trias, prezentuje ipoltická skupina vrchného karbónu (stefanu) – permu a benkovské a ťuňavské súvrstvie spodného triasu. Je to sedimentárny komplex siliciklastík s vulkanitmi. Stredný horizont prezentuje súvrstvie karbonátov egeju – kordevolu (prípadne julu). Sú v ňom odlišené dva základné, litologicky odlišné vrstvomé sledy s rozdielnou hrúbkou sedimentov, neskôr nazvané čiernovážsky a bielovážsky vývoj (Maheľ, 1961). Boli interpretované ako faciálne oblasti jednej základnej sedimentačnej oblasti (Bystrický, 1973). Prvý z nich reprezentuje karbonátovú platformu, druhý intraplatformovú panvu.

reprezentuje karbonátovú platformu, druhý intraplatformovú panvu. Vrchný horizont rozpätia jur – tuval predstavujú lunzské vrstvy, teda opäť siliciklastické súvrstvie. Sedimenty lunzských vrstiev vyplnením depresí vyrovnali terén. Tým zakončili obdobie diferenciacie sedimentačných priestorov na čiernovážsku a bielovážsku faciálnu oblasť a v celom priestore hronika vytvorili predpoklad na vznik novej karbonátovej platformy. Preto už nemožno mladšie členy hronika spájať s uvedenými faciálnymi oblasťami hronika. Používanie termínu bielovážsky a čiernovážsky by sa malo viazať len na obdobie vyššej časti stredného až vrchného litologického horizontu.

Staršia predstava o paleogeografii hronika bola jednoduchá. Andrusov et al. (1973) uvažovali o jednom bazéne (chočská faciálna oblasť na juhu) a jednej karbonátovej plošine (šturecká faciálna oblasť na severe). Táto predstava sa premietla aj do predstavy o stavbe, keď sa vyčlenili dva rozsiahle príkrovy, ktoré boli stotožnené s týmito faciálnymi oblasťami.

Odlíšnu paleogeografickú predstavu hronika počas stredného a sčasti aj vrchného triasu prezentoval Havrila (in Kováč a Havrila, 1998). Chápe ho ako sústavu karbonátových plošín a intraplatformových bazénov. V hroniku odlišuje počas triasu tri bazény a tri karbonátové platformy: od severu bazén Dobrej Vody, mojtínsku karbonátovú platformu, ráztočniansky bazén, harmaneckú karbonátovú platformu, bazén Bieleho Váhu a karbonátovú platformu Čierneho Váhu, ktorej paleogeografická pozícia nie je nateraz uspokojivo vyriešená. Spojením mojtínskej a harmaneckej karbonátovej plošiny zanikol ráztočniansky bazén. Z týchto faciálnych oblastí medzi mladokimerskou a laramskou fázou sa štrukturalizovali (Havrila in Kováč a Havrila, 1998 – upravené) čiastkové príkrovy hronika – príkrov Dobrej Vody, Homôľky, veťerlínsky, Ostrej Malenice, považský (tvorený tzv. vyššími príkrovmi: havranickým, jablonickým, nedzovským, strážovským a tematńským), Tlstej, šturecký, chočský, svarínsky, Okošenej, Svibovej, Bystrej, bociansky a maluzňinský príkrov.

47 – 48 *Meliatikum*

Meliatikum je definované ako triasovo-jurská metamorfovaná tektonická jednotka vzniknutá na oceánskej kôre. Tvoria ju horniny pochádzajúce z meliatskeho oceánskeho trogu triasovo-jurskej Tétys medzi šelfom Európy a Apúlie. Trog vznikol v období od pelsónu do karnu a zanikol počas kolízie vo vrchnej jure (oxforde). V čase svojej najväčšej expanzie dosahoval podľa rozličných odhadov šírku 800 – 1 000 km a hĺbku pravdepodobne niekoľko tisíc metrov. Jeho poloha je dodnes predmetom diskusií.

Tektonické podložie meliatika je buď neznáme, alebo je meliatikum nasunuté na gemerikum. Nadložie meliatika tvorí buď turnaikum, alebo silicikum. Pre meliatikum je charakteristické zastúpenie hlbokovodných sedimentov (pelagických, často rádioláriových vápencov, rádiolaritov, kremitých pelitov a turbiditov najmä jurského veku). Sedimentáciu počas riftingu sprevádzala podmorská vulkanická činnosť (vznik bazických a ultrabázických hornín ofiolitovej suity). V predkolíznom štádiu boli hojné turbidity a vznikli aj rozsiahle olistostrómy, v ktorých bloky dosahujú veľkosť až niekoľko sto metrov.

Počas vrchnojurskej konvergencie väčšinu horninových súborov pohltil proces subdukcie. Iba niektoré časti boli exhumované a obdukované a zachovali sa v podobe akrečných príziem či v evaporitových melanžiacich na báze vyšších príkrovov.

Melanžový charakter meliatika je dnes už veľmi dobre známy a všeobecne sa akceptuje. Akýkoľvek vrstvový sled je preto len kompozitný a rekonštruovaný z rozličných, navzájom nesúvisiacich výskytov alebo súvisiacich iba v rámci jednotlivých blokov (olistolitov).

Osobitnou podjednotkou meliatika je príkrov Bôrky, pre ktorý je charakteristická metamorfóza v podmienkach vysokého tlaku a nízkej teploty.

V rámci príkrovu Bôrky sú najrozšírejšie horniny zaradené k dúbavskému súvrstviu (fylity, kryštalicke vápence, paleobazalty, glaukofanity, vápence s vulkanickým materiálom a tmavé kryštalicke vápence), ktoré sa považujú za triasové až jurské. Bučinské a jasovské súvrstvie tvoria permské metamorfované horniny (metazlepence, fylity, kremenné porfýry, ich tufy a tufity). Okrem toho sa vyskytujú serpentinity, rauvaky, bridlice, prípadne iné horniny. Dnes ležia na mladšom paleozoiku či mezozoiku gemerika takmer subhorizontálne (čiastkový príkrov Ždiaru v nižnoslanskej depresii), alebo pomerne strmo uklonené na juh vo forme viacerých šupín (okolie Hačavy a Šugova, okolie Bôrky, s. od Honiec, pri Štítniku a Jelšave). Príkrov Bôrky je známy iba s. od rožňavského zlomu. Pokiaľ ide o jeho rozšírenie smerom na západ, donedávna bol známy zhruba po štítnický zlom, resp. po Ochtinú. Novšie výskumy ukázali, že v podobnej pozícii sa nachádza aj z. od štítnického zlomu.

49 *Turnaikum*

Turnaikum je vrchnopaleozoicko-jurská metamorfovaná tektonická jednotka, ktorá vznikla na kontinentálnej kôre. Do tejto jednotky sa zaraďuje skupina príkrovov, ktoré majú litostratigrafickú náplň zodpovedajúcu pôvodnej pozícii medzi sedimentačnými zónami meliatika a silicika, t. j. svahové až panvové. V strednom a vrchnom triase prevládajú panvové a svahové fácie. Jurské horniny sú podobné ako v meliatiku. Charakteristickým znakom je metamorfné postihnutie súvrství (prevažne v podmienkach anchizóny až fácie zelených bridlíc).

Príkrovy turnaika vystupujú spravidla nad meliatikom a pod silicikom. Ide najmä o turniansky príkrov vymedzený v Rudabánskom pohorí a v Turnianskej kotline. V spodnom triase a v spodnej časti stredného triasu je litostratigrafická náplň veľmi podobná až identická so silickým príkrovom (verfénske a gutensteinské súvrstvie, steinalmský a reiflinský vápenc). Odlišný od silického príkrovu je vývoj od ladinu nahor. Hlavným reprezentantom sú tornasentandrážske bridlice (dvornické súvrstvie) a pötschenské vápence. Zaujímavý je vývoj jury známy z Rudabánskeho pohoria na maďarskom území, ktorý je veľmi podobný jure meliatika.

Ďalšími príkrovmi a šupinami sú príkrov Slovenskej skaly, šupina Stráne, sásansko-brusnícky príkrov a chvalovská šupina, ktoré sú reprezentantmi turnaika v z. časti Slovenského krasu. Predtým sa zaraďovali do silického príkrovu. Vykazujú niektoré odlišnosti od turnianskeho príkrovu v typovej oblasti. Týka sa to najmä šupiny Stráne, v ktorej sú hojne zastúpené červené

vápence hallstattskej fácie, a to tak v strednom, ako aj vo vrchnom triase (Gaál a Mello, 1983). Brusnícka antiklinála sa vyznačuje vystupovaním karbónskych a permských súvrství zaradených do turnianskeho príkrovu (Vozár a Vozárová, 1992).

50 *Silicikum*

Predstavuje vrchnopermsko-jurskú nemetamorfovanú tektonickú jednotku vzniknutú na kontinentálnej kôre. Siliciký príkrov prvý raz definovali Kozur a Mock (1973) po preukázaní triasového veku meliatskej série.

Silicikum je rozsiahle horizontálne alebo subhorizontálne uložené príkrovové teleso. Na jeho stavbe sa podieľajú sedimenty (a len v nepatrnom rozsahu aj vulkanity) vekového rozsahu od najvyššieho permu po vrchnú juru. Toto rozsiahle teleso sa počas nasúvania alebo po nasunutí rozčlenilo na celý rad čiastkových štruktúr a blokov. Exponované časti odstránila erózia a denudácia, takže silicikum ako najvyššia známa tektonická jednotka vnútorných Západných Karpát sa zachovalo len v izolovaných tektonických štruktúrach napr. v Slovenskom krase, Slovenskom raji, Galmuse, na Muránskej planine či v okolí Drienka pri Ponikách. Jurské súvrstvia, ale do značnej miery aj vrchnotriasové, sú zachované len rudimentárne. Najväčšie rozšírenie dosahujú stredno- a spodnotriasové sedimenty.

Staropaleozoické podložie príkrovu nepoznáme. O paleogeografickom umiestnení sedimentačného priestoru a smere jeho nasúvania sa stále vedú diskusie a polemiky. Po faciálnej stránke je tento príkrov veľmi dobre porovnateľný so schneberským a mürzalpským príkrovom juvavika v Severných Vápencových Alpách.

Ako sme už uviedli, nejde o jednoliate príkrovové teleso, ale o príkrovový komplex, ktorý pozostáva z jednotlivých príkrovov (silický, stratenský, vernársky, muránsky a príkrov Drienka). Tieto príkrovy sa ďalej rozpadajú na celý rad čiastkových príkrovov, šupín alebo kryh. Pohľad na geologickú mapu naznačuje, že často vedľa seba vystupujú elementy, ktoré evidentne pôvodne spolu nesúviseli. Pri ich rozmiestnení do dnešnej pozície dôležitú úlohu zohrali horizontálne posuny.

Z vekového, ale najmä z faciálneho a paleogeografického hľadiska v siliciku môžeme vyčleniť tri skupiny facií:

- predriftové štádium (vrchný perm – stredný pelsón): zastúpené sú postupne evapority (sebchové a lagunárne fácie), detritické sedimenty s postupným narastaním karbonátovej zložky (plytkomorské príbrežné fácie) a nakoniec karbonáty bez klastickej zložky (fácie počiatočného štádia karbonátovej platformy). Tieto litostratigrafické jednotky sú podobné aj v iných jednotkách (turnaikum, gemerikum a meliatikum).

- fácie karbonátovej platformy – celý stredný a vrchný trias vo fácii karbonátovej platformy, prerušenie sedimentácie medzi triasom a jurou, potom kolaps triasovej karbonátovej platformy.

- fácie intraplatformových depresí a pelagické fácie – od stredného pelsónu hore, prechod do jury je pozvoľný, bez hiátu.

**Neoalpínsky štruktúrne modifikované tektonické jednotky z rozhrania
vnútorných a vonkajších Západných Karpát**

Ide prevažne o mezoalpínske, prípadne paleoalpínske jednotky, ktoré sú súčasťou bradlového pásma s. l. (s výnimkou belickej jednotky). Názvom bradlové pásmo označujeme vnútorne komplikovanú úzku tektonickú zónu, ktorá sa tiahne od Podbranča cez Považie na Oravu, kde sa ponára pod neogénne sedimenty Oravskej panvy. Vynára sa zase na poľskom území a v Pieninách prechádza opäť na Slovensko. V priamom smere na JV potom smeruje pod vulkanické komplexy Vihorlatu a pri Beňatine opúšťa územie Slovenska na Ukrajinu. Bradlové pásmo obsahuje niekoľko viac-menej fragmentovaných vrstvových sledov. Kompletne sekvencie sú zachované iba málokde. Bradlové pásmo patrí medzi najzložitejšie tektonické štruktúry Západných Karpát. Jeho dnešená podoba je výsledkom najmä terciérnej deštrukcie mezoalpínskej vrásovo-príkrovovej sústavy.

*37 Vrchnokriedové a mladšie sedimenty bradlového pásma
(neoalpínsky štrukturované)*

Takto sme označili a na mape vyčlenili vrchnokriedové a paleogénne formácie, ktoré pravdepodobne mali diskordantný vzťah k vlastným bradlám aj k staršiemu kriedovému obalu bradiel. Obvykle je však tento vzťah v súčasnosti zastretý mladšími tektonickými procesmi. Do tejto skupiny patria štruktúry tvorené kampaňsko-mástrichtskými jarmutskými a paleocénno-eocénnymi pročskými vrstvami. Okrem toho sme sem zaradili aj tektonické útržky mladých (eocénno-oligocénnych) súvrství, ktoré boli vťahnuté do bradlových štruktúr a sú integrálnou súčasťou bradlového pásma, aj keď pôvodne patrili k iným paleogeografickým komplexom. Také sú niektoré šupiny magurských pieskovcov a malcovského, resp. raciborského súvrstvia na Orave alebo na východnom Slovensku.

*38 Neoalpínsky štruktúrne prepracované mezoalpínske jednotky
bradlového pásma (oravikum)*

Jurské a spodnokriedové karbonátové súvrstvia rôznych bradlových sekvencií tvoria v bradlovej zóne morfológické a štruktúrne bradlá metrových až kilometrových rozmerov. Sú rôzne fragmentované z pôvodne súvislých stratigrafických sledov. Ich vznik je viacfázový, pričom posledné výraznejšie pohyby a tektonické rozlamanie sa udialo niekedy medzi bádénom a sarmatom. Stredno- a vrchnokriedové flyšové a slieňovcové súvrstvia pôvodne tvorili nadložie starších bradlových formácií. Dnes sú vťahované do normálnych vrstvových sledov alebo vyťahnuté z nich a výrazne tektonizované v dôsledku nízkej pevnosti a vyššej plasticity. Vytvárajú tak tmeliacu hmotu medzi bradlami – tzv. bradlový obal.

V bradlách sa vyskytujú dve kontrastné jursko-kriedové sekvencie a celý rad prechodných sekvencií. Czorsztyňská sekvencia sa vyznačuje jurskými krinoidovými a hľuznatými vápencami, hiátom v spodnej kriede a faciou

couches rouges v albe až mástrichte. Kysuckú (pieninskú) sekvenciu charakterizujú dogerské slieňovce a rádiolarity, hľuznaté a pelagické vápence vrchnej jury a spodnej kriedy. Od cenomanu (albu?) dominuje fácia *couches rouges* a komplexy flyšu, na mnohých miestach so zlepenami.

Špecifickým postavením sa vyznačujú tzv. marikovské bradlá. Je to skupina bradiel sz. od Dolnej Marikovej, zo všetkých strán obklopená paleogénnymi flyšovými súvrstviami bystrickej a bielokarpatskej jednotky. Ich pozícia nie je celkom vyjasnená. Prikláňame sa k názoru Sikoru (1970), ktorý tvrdí, že priestor bradlového pásma v paleogéne nepatrí do magurskej proveniencie, ale bol do systému vonkajších Karpát pričlenený tektonicky. Bradlové pásmo teda netvorilo podložie magurského bazénu a marikovské bradlá sú do externej pozície vysunuté pozdĺž laterálneho posunu (Potfaj, 1993).

39 *Neoalpínsky štruktúrne prepracované paleoalpínske alebo mezoalpínske tektonické jednotky bradlového pásma*

Do štruktúry bradlového pásma boli zavlečené aj jednotky, ktoré v istom období svojho vývoja susedili s bradlovým pásmom. K takým jednotkám patria drietomská a klapská tektonická jednotka. Rozšírenie drietomskej jednotky je teritoriálne limitované na jz. koniec bradlového pásma medzi Myjavou a Vršatcom, sv. odtiaľ sa vyskytuje klapská jednotka. Drietomskú jednotku charakterizujú triasové súvrstvia (najmä karpatský keuper). Vyčlenenie klapskej jednotky je postavené na stratigrafii jursko-spodnokriedových súvrství v jedinom bradle Klapy a na predpokladanej kontinuite vrstvomého sledu vyšších kriedových súvrství v prevažne flyšovom vývoji.

Drietomské bradlá a ich mladšie členy majú skôr vrásovo-šupinovú stavbu s plochejším uložením. Spod nej prerážajú na povrch czorsztynské bradlá, šupiny klapskej jednotky sú strmšie a viac segmentované (napr. Marschalko a Kysela, 1980).

Na Považí je do bradlového pásma začlenená aj manínska jednotka, charakteristická najmä plytkovodnými vápencami spodnej jury (hierlatzské vápence) a spodnej kriedy (urgóske vápence), ale aj cenomanským a senónskym flyšom.

Manínska jednotka vystupuje na strednom Považí, kde tvorí pruh medzi klapskou jednotkou, šupinami kostoleckej jednotky a čelovými časťami krížňanského príkrovu Strážovských vrchov. Tvoria ju najmä slieňovcové a flyšové komplexy stredno- a vrchnokriedového veku. Staršie členy vystupujú najmä v dvoch veľkých brachyantiklinálnych „bradlách“ – v manínskom a butkovskom. Manínska jednotka sa paleogeograficky pokladá buď za najexternejšiu časť tatického priestoru, resp. samostatné paleogeografické pásmo medzi tatickom a bradlovým pásmom (Andrusov, 1972; Rakús, 1977), alebo za príkrov fatrika vo vysočkom vývoji (Maheľ, 1978; Michalík a Vašíček, 1987). Najtypickejším členom manínskej jednotky je mohutné súvrstvie barémско-aptských platformových vápencov urgónskeho typu. Tie zakončuje charakteristická poloha spodnoalbského *hardgroundu*, na ktorom už sedimentovali albské pelagické slieňovce butkovského súvrstvia prechádzajúce do cenomanského flyšového práznovského súvrstvia. Na úrovni vrchného turónu je na niektorých miestach hiát (Marschalko a Kysela, 1980), potom však nasledujú hrubé senónske flyšové a pelagické súvrstvia gosauského typu (podmanínska skupina).

Belická jednotka, ktorú niektorí autori pokladajú za reprezentanta západokarpatského južného penninika, resp. váhika (napr. Plašienka, 1995, 1999), vystupuje pravdepodobne z podložia komplexov tatrika v seleckom a hlohovskom bloku Považského Inovca. Tvoria ju slabo metamorfované sedimentárne formácie jursko-kriedového veku. Najstarším známym členom sú vrchnojurské pestré rádiolarity, nad ktorými ležia spodnokriedové kremité bridlice s tenkými polohami kalpionelových vápencov, tvoriace spolu lazianske súvrstvie hrubé len pár desiatok metrov. Vrchnú časť tvorí senónsky, smerom nahor hrubnúci divoký flyš hornobelického súvrstvia s chaotickými brekciami a olistolitmi a šupinami metabazaltov, rozličných karbonátov a hornín tatrického fundamentu a sedimentárneho pokryvu ležiacich v bezprostrednom tektonickom nadloží.

Neoalpínske tektonické jednotky vonkajších Západných Karpát

Ide o flyšové pásmo Západných Karpát, ktoré tvorí charakteristický oblúk po vonkajšom obvode Karpát. Zasahuje na územie Moravy, Slovenska, Poľska a Ukrajiny, kde sa napája na flyšové pásmo Východných Karpát. Flyšové pásmo tvoria čiastkové príkrovy a prešmykové šupiny. Tieto štruktúry členíme podľa litofaciálnej náplne ich vrstvových sledov na vonkajšiu (krosniansku) skupinu príkrovov a na vnútornú (magurskú) skupinu príkrovov. Na území Slovenska podstatnú časť flyšového pásma tvorí magurská skupina príkrovov. Z vonkajšej skupiny sa na západnom krídle vyskytuje iba plošne malý rozsah sliezskeho príkrovu, na východnom krídle je to v severovýchodnom pohraničí duklianský príkrov.

Príkrovy krosnianskej skupiny sú pomerne plocho presunuté na podložie, ktoré tvorí rampa európskej platformy. Veľkosť tohto presunu sa udáva väčšinou okolo 40 km, niektorí geológovia predpokladajú až 60 – 120 km (napr. Roure et al., 1993). Čelá flyšových príkrovov sa presúvali od bádenu po karpat s postupným presúvaním maximálnej intenzity od západu na východ (Jiříček, 1979).

Štruktúry magurskej skupiny príkrovov, najmä tie vnútornejšie, majú strmšie uloženie a pri styku s bradlovým pásmom sú v niektorých úsekoch až prevrátené na juh. Oblúkový charakter získali vonkajšie Karpaty vytlačením sedimentov z pôvodných bazénov na sever o 200 – 300 km pri ročnej rýchlosti okolo 1,5 cm. Tektonické zužovanie sedimentačného priestoru flyšového bazénu a tvorba iniciálnych štruktúrnych prvkov prebiehali prakticky neustále už od oligocénu (porovnaj napr. Stráník et al., 1993; Nemčok, 1961).

31 Sliezskeho príkrov

Sliezskeho príkrov zasahuje na naše územie iba malou časťou na sz. pohraničí Kysúc. V tejto oblasti je to v podstate monoklinálne, plocho uložené teleso, ktorého kostru tvorí asi kilometer hrubé pieskovcové istebnianske súvrstvie (kampán – paleocén). Na tejto nosnej doske sú plastickejšie podmenilitové a vyššie súvrstvia. Tie tvorili klzné prostredie, po ktorom sa pre-

súval magurský príkrov. Tvárnejšie súvrstvia pred čelom magurského príkrovu sú disharmonicky zvrásnené a čiastočne odlepené od podložných, istebnianskych pieskovecov.

Stratigrafický rozsah vrstvomého sledu celého príkrovu je od titónu po starší oligocén. Na našom území sú spodné súvrstvia (godulské a nižšie) zastihnutelné iba vrtnými prácami. Celková veľkosť presunu sliezskeho príkrovu na podsliezske (a spolu s ním na platformu) sa odhaduje na cca 40 km (Menčík et al., 1983). Presun sa odohral vo viacerých etapách medzi karpatom a sarmatom.

32 Dukliansky príkrov

Na území Slovenska sa vyskytuje v Nízkyh Beskydách a v Poloninách. Dukliansky príkrov patrí do vonkajšej (krosnianskej) skupiny príkrovov. Stratigrafický rozsah jeho vrstvomého sledu je od albu(?) po starší oligocén (Koráb a Ďurkovič, 1978). Prakticky celá suita je vo flyšovom vývoji, s variabilným zastúpením pieskovecov a ílovcov. Nosnú kostru príkrovu tvoria pieskovce *Veľkého Bukovca* – čišníanske súvrstvie. Príkrovové teleso je zvrásnené do lokálnych pozdĺžnych vrásovo-šupinových štruktúr sz.-jv. smeru, ako celok upadajúcich na juh.

Na SV od Sniny lineárne usporiadanie štruktúr porušuje tzv. *stakčínska sigmoida*. Zahnutý priebeh vrstiev sa pripisuje pokračovaniu vihorlatského zlomového systému v podloží flyšových jednotiek. Východne od stakčínskej sigmoidy je dukliansky príkrov sformovaný na sústavu brachyvrás.

Hrúbku duklianskeho príkrovu overil pri ukrajinskej hranici hlboký vrt Zboj-1, ktorý prenikol cez presunovú plochu v hĺbke 3 800 m. Pod lupkovskými vrstvami boli navŕtané tzv. *zbojské vrstvy* (eocén), patriace k tektonickej jednotke *Obidowej-Slopníc* (Ďurkovič et al., 1982). Niektoré novšie názory poľských geológov pripúšťajú značnú mieru zhody litofaciálnej náplne vrstvomého sledu grybowskej, obidovskej a duklianskej jednotky.

33 Tektonická šupinová zóna Miková – Snina

Pred čelom magurského príkrovu a na jz. okraji duklianskej jednotky je tektonicky komplikovaná zóna v šírke okolo 3 km, ktorá pozostáva z troch tektonických šupín. Vzhľadom na nie celkom jednoznačné litofaciálne kritériá pri zaraďovaní týchto štruktúr k duklianskemu či k magurskému vrstvomému sledu aj ich tektonickú príslušnosť posudzovali rôzni autori odlišne. Na základe litofaciálnych kritérií sa Koráb a Ďurkovič (1978) priklonili k interpretácii, že tieto štruktúry by mali patriť ešte k duklianskej jednotke, no ponechávajú istú voľnosť na revízie. Styk magurského a duklianskeho príkrovu sa odohráva v rámci čiastkových presunov na niekoľkých štruktúrach, ktorých tektonická (a zdá sa, že ani obsahová) príslušnosť nie je jednoznačná. Preto sme na tektonickej mape túto zónu vyčlenili samostatne.

34 Predmagurská tektonická jednotka

Vystupuje v smilnianskom okne, ktoré sa vynára uprostred magurského príkrovu sv. od Bardejova. Má asymetrickú brachyantiklinálnu stavbu s odrezaným severným krídlom. Pretože vrt Zborov-1, ktorý bol situovaný j. od

okna, nezachytil súvrstvia smilnianskeho okna, štruktúra bola interpretovaná ako odtrhnutá vrásová šupina vynesená na povrch (Leško et al., 1987). Dodajme, že pravdepodobne za prispenia laterálnych smerných tlakov a pohybov. Maximálna hĺbka zasahovania okenných formácií je okolo 2 až 2,5 km. Litostratigrafická náplň je podobná ako v duklianskej jednotke, s rozsahom od kampánu(?) po starší oligocén. Isté odlišnosti vo vrstvovom slede viedli geológov k názoru, že by mohlo ísť aj o grybowskú, resp. predmagurskú jednotku.

35 *Magurský príkrov*

Magurský príkrov tvorí kostru flyšovej zóny vonkajších Západných Karpát. Členíme ho na základe litofaciálnych odlišností vrstvových sledov čiastkových štruktúr na čiastkové príkrovy. Od severu na juh sú to: račiansky, bystrický a oravskomagurský (krynický) čiastkový príkrov. Do skupiny magurských príkrovov formálne patrí aj bielokarpatská jednotka, ktorá však má celkom odlišnú litofaciálnu náplň a jej tektonický štýl je tiež odlišný od vnútorných magurských jednotiek (oravskomagurskej) (Potfaj, 1993). Presun magurskej jednotky na sliezsku v západnom krídle flyšovej zóny sa odhaduje na cca 40 km.

Račiansky čiastkový príkrov

Z litofaciálneho hľadiska sa račianska jednotka vyčleňuje na základe prítomnosti zlínskeho súvrstvia, a to vo facií kýčerských pieskovcov v južnejšej zóne a vo facií vsetínskych vrstiev v okrajovej zóne vo vyššej časti vrstvového sledu. V spodnej časti ju charakterizuje solánske súvrstvie a belovežské súvrstvie. Štruktúrne ide o súbor pozdĺžnych vrásových šupín, ktoré sú pomerne plocho uložené na okraji, strmšie v tylovej oblasti.

Bystrický čiastkový príkrov

Typovými súvrstviami sú špecifické belovežské súvrstvie, a najmä hrubé bystrické vrstvy. Tie dosahujú hrúbku až 1 km a tvoria podstatnú časť čiastkových štruktúr vystupujúcich na povrch ako viac-menej strmo uložené šupiny s externou vergenciou. Pelitickejšia spodná časť belovežského súvrstvia s červenými fľovcami tvorila ideálne prostredie na odlúčenie šupín od starších súvrství. Na území Slovenska je vrstvový sled oklieštený, nevyskytujú sa tu napr. kriedové súvrstvia známe z poľského úseku.

Oravskomagurský (krynický) čiastkový príkrov

Podstatným znakom na vyčlenenie oravskomagurskej jednotky je pieskovcové súvrstvie magurských (krynických) pieskovcov (Potfaj, 1983). Jeho maximálna hrúbka je okolo 1 000 m. Tvorí nosnú časť štruktúr, a to aj v prípadoch, keď je tektonicky redukované. Z vrstvového sledu od senónu po starší oligocén sú spodné členy známe iba z poľského územia. Najzápadnejšie výskyty sú na severnom okraji bradlového pásma s. od Žiliny a maximálne rozvinutá je jednotka na Orave s. od Oravského Podzámku.

Oravskomagurský čiastkový príkrov má komplikovanejšiu stavbu než obe externejšie čiastkové jednotky, zvlášť pozdĺž bradlového pásma. Za zmienku stojí synklinórium Hruštínky s malcovskými vrstvami medzi Hruštínom a Námestovom. Hrebeň Oravskej Magury tvorí prevrátená vrása s mohutným severným a redukovaným južným krídlom. Ako celok je táto synklinála preklopená na juh, na bradlové pásmo (Potfaj, 1983). Severným svahom Oravskej Magury sa tiahne úzka tektonická zóna, pozdĺž ktorej sú na povrch vyvlečené útržky bradlových súvrství. Ide o bočný posun jz.-sv. smeru, ktorý severne od Oravského Podzámku koso oddeľuje hrebene a štruktúry Oravskej Magury a Kubínskej hole.

Vo východnom segmente, v pokračovaní krynickej zóny z Poľska sa oravskomagurská (tam nazývaná aj krynická) jednotka tiahne až za Čergov. Tu je však miestami obťažné identifikovať litofaciálnu (a následne aj tektonickú) príslušnosť vrstvom sledov pozdĺž styku s bradlovým pásmom. Navyše, miestami sú krynické štruktúry preklopené na juhozápad, na bradlové pásmo, a v niekoľkých oblastiach aj prekryté malcovskými súvrstvami.

36 *Bielokarpatský príkrov*

Značná časť bielokarpatského príkrovu leží na území Moravy. V minulosti sa táto tektonická jednotka zaradovávala do skupiny magurských príkrovov. Neskôr sa preukázala litofaciálna odlišnosť jej súvrství a celých vrstvom sledov (Potfaj, 1993). Na základe toho bola bielokarpatská jednotka zaradená na úroveň magurského príkrovu. Donedávna sa štruktúry bielokarpatského príkrovu ponímali viac-menej ako celok, vyčlenený bol iba vyšší príkrov ako javorinský (Potfaj, l. c.). Spodnejšie teleso sa zvlášť neoznačovalo. Vybrali sme preň názov bošácky príkrov (podľa obce Nová Bošáca pod masívom Veľkého Lopeníka).

Bošácky čiastkový príkrov

Bošácky príkrov tvorí plošne rozsiahlu a podstatnú časť bielokarpatskej jednotky. Je uložený pomerne plocho na jednotkách a štruktúrach magurského príkrovu. V doline Klanečnice medzi Plevovcom a Květnou sa vrtom KLK-1 preukázala iba 100-metrová hrúbka príkrovu. V jeho podloží je račiansky čiastkový príkrov. Vnútorňá stavba príkrovu je zvrásnená, s redukovanými vnútornými (jv.) krídlami šupinových vrás.

Zubácky čiastkový príkrov

Bielokarpatský príkrov severne od Vršatca obsahuje obdobný vrstvom sled ako javorinský. Štruktúry sú strmšie a tesnejšie späté s bradlovým pásmom, od ktorého sú však oddelené tektonicky. Tento styk je pravdepodobne laterálnym posunom kombinovaným s prešmykmi.

Z regionálnej situácie vyplýva, že táto oblasť mimo územia Slovenska nenadväzuje priamo na javorinský príkrov, ktorý je pravdepodobne v nadloží. Štruktúru v tejto oblasti sme definovali ako zubácky príkrov (podľa obce a potoka Zubák).

Javorinský čiastkový príkrov

Javorinský príkrov je pozične vyššia štruktúra bielokarpatskej jednotky so zreteľným ohraničením oproti svojmu štruktúrnemu podložiu. Na báze takmer po celej dĺžke ho lemujú senónske ondrášovské vrstvy s výraznými červenými ílovcami. Tie pôsobili zrejme ako „mazadlo“ pri presune príkrovu. Hlavnú masu telesa však tvoria kampánsko-mástrichtské javorinské vrstvy hrubé až 900 m. Tie tvoria aj najvyššie vrcholy Bielych Karpát – Veľkú Javorinu (970 m) a Veľký Lopeník (911 m).

Strihovský čiastkový príkrov

Je to štruktúra východného krídla flyšovej zóny, ktorá sa tiahne pozdĺž severného okraja bradlového pásma medzi Giraltovcami a Strihovcami. Nosným prvkom je tu zlepenčovo-pieskovcové strihovské súvrstvie paleocénno-eocénneho veku. Teleso príkrovu (najmä jeho sz. koniec) nie je presne definované. Vyčlenili sme ho na základe rekognoskačných geologických túr, opierajúc sa o odlišnú litofaciálnu náplň oproti krynickému (oravskomagurskému) vrstvovému sledu. Predpokladáme, že ide o paleogeografický a v istom zmysle aj tektonický ekvivalent bielokarpatskej jednotky zo západného krídla flyšovej zóny. Kvôli lepšej identifikácii sme túto štruktúru označili ako strihovský príkrov (podľa obce Strihovce s. od Vihorlatu).

Formácie vnútorných Západných Karpát naložené na paleoalpínsku príkrovovú sústavu

Sedimentárne panvy s paleogénnou a vrchnokriedovou výplňou

30 Relikty sedimentov vrchnokriedových, pravdepodobne extenzných paniev

Vrchnokriedové (senónske) sedimenty sa v Západných Karpatoch zaraďujú do gosauskej skupiny. Usadili sa po hlavnej fáze presunu vnútrokarpatských príkrovov, na ktorých ležia transgresívne. Gosauské sedimenty v Alpách obsahujú súvrstvia senónu a paleogénu, ktoré sú rozložené v niekoľkých synformných pásmach pokračujúcich do podložia Viedenskej panvy (Salaj a Priehodská, 1987). Na povrchu sa opäť objavujú v Brezovských Karpatoch a Myjavskej pahorkatine (tu sa vyčleňujú senónska brezovská a paleogénna myjavská skupina).

Predtransgresívnu, turónsko-koňackú časť tvoria výplne krasových depresií a sladkovodné vápence, ktoré sa nachádzajú aj ako klasty v nadložných zlepenkoch. Bazálnu časť vrstvového sledu brezovskej skupiny tvoria karbonatické zlepenca a pieskovce koňackého veku ležiace transgresívne na triasových karbonátoch hronika. Bazálne klastiká smerom do nadložia prechádzajú do slieňov. Nadložný, santónsky siliciklasticko-karbonátový flyš je hrubý okolo 600 m. Nasledujú pestré pelagické slieňovce fácie „couches rouges“ spodného kampánu a potom stredno- a vrchnokampánske inocerámové slieňovce a karbonátové turbidity (vyše 500 m). Najvyššiu kriedu zastupuje vrchnokampánsko-mástrichtské súvrstvie s orbitoidovými vápencami, zlepenkami a slieňovcami, najvyššie časti buduje opäť flyš.

Vo vnútornejších zónach Západných Karpát sú známe len rudimentárne výskyty senónskych sedimentov zaradovaných do gosauskej skupiny na Horehroní pri Šumiaci a pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. Predstavujú však relikty pôvodne rozsiahleho morského prielivu cez centrálnu Západné Karpaty v pokračovaní z oblasti severného Maďarska, interpretovaného na základe vrstev do predterciérneho podložia na južnom Slovensku. Ďalšie menšie výskyty vrchnokriedových sedimentov sú známe z oblasti Slovenského krasu.

29 *Paleogénne sedimenty myjavsko-žilinskej zóny (pribradlový paleogén)*

Smerné pohyby v oblasti terajšieho bradlového pásma, ktoré sledovali jeho priebeh, viedli k otváraniu ohraničených smernoposuvných bazénov. Typickou charakteristikou týchto bazénov tvoriacich sa v uvoľňujúcich a uťahujúcich slučkách bola rýchla subsidencia, hrubá sedimentárna výplň a následne rýchly výzdvih. Rýchly výzdvih bazénov spôsoboval extrémnu eróziu sedimentov, ktoré boli vo väčšine prípadov úplne odstránené. V tomto type bazénov sa ukladali sedimenty definované ako sedimenty myjavského a žilinsko-hričovského vývoja (Andrusov, 1965).

28 *Vnútrokarpatské extenzné panvy v tyle subdukčnej zóny (stredný eocén – spodný miocén)*

Vnútrokarpatská paleogénna panva sa generovala výraznou extenziou v tyle subdukčnej zóny oddeľujúcej severoeurópsku platformu od karpatského bloku. Panva má asymetrický tvar s najhlbšou časťou pri jej severnom okraji susediacom s bradlovým pásmom, smerom na juh sa splytčuje. Tento tvar je čiastočne deformovaný zlomami podmieňujúcimi dnešnú hrúbku sedimentov jej výplne. Výrazným fenoménom v morfológii panvy sú „ostrovy“ predterciérneho podložia vychádzajúce na povrch v priestore panvy. Takéto „ostrovy“ tvorí napr. Branisko, vikartovský chrbát, ružbaňský ostrov, Tatry alebo Chočské vrchy. Bazén je najlepšie zachovaný v jeho strednej časti; východná časť bazénu je utáťá s.-j. systémom hornádkyých zlomov a ponára sa pod sedimenty východoslovenského neogénu. V tejto časti vychádzajú sedimenty vnútrokarpatského paleogénu len v úzkom pruhu lemujúcom bradlové pásmo z jeho južnej strany. Západná časť bazénu vystupuje len v reliktoch v rámci Žilinsko-rajeckej kotliny a paleogénu Strážovských vrchov, relikty sedimentov nachádzame aj v severnej časti Horehronského podolia.

Primárnu subsidenciu bazénu zrejme diktovali najmä pozdĺžne karpatské zlomy prebiehajúce paralelne s bradlovými pásmom, ktoré ohraničujú bazén zo sz., s a sv. strany. Túto skutočnosť možno odvodiť z najstarších sedimentov bazénovej výplne, ktoré lemujú práve južný okraj bradlového pásma. V iniciálnom štádiu vývoja bazénu sa vytváralo niekoľko depocentier bazénu s autonómnou sedimentáciou. Ich vývoj závisel práve od aktivity pozdĺžnych zlomov. Relatívne dobre zachované sedimenty takéhoto autonómneho depocentra lemujú južný okraj bradlového pásma medzi Novou Ľubovňou a Hubošovcami. Litologická výplň, faciálna náplň a po-

lymodálny paleosmer prúdenia indikujú sedimentáciu v zlomovo ohraničenom menšom bazéne. Sedimenty sú tvorené svahovými fáciami a fáciami podmorských kužeľov.

Napriek tomu, že pozdĺžne zlomy patria k najstarším systémom vnútrokarpatského paleogénneho bazénu, v období neogénu sa tieto zlomy reaktivovali smernými pohybmi, ale aj poklesmi. Pozdĺž tohto systému sa vynorilo bradlové pásmo spôsobujúce kompresiu a transpresiu v úzkej zóne, ktorá ho lemuje z jeho južnej strany. Výsledkom tohto tektonického režimu je vrásovo-imbrikačná stavba v tejto časti bazénu.

Mladší zlomový systém je dobre analyzovaný v strednej, najlepšie zachovanej časti bazénu. Je to systém sv.-jz. poklesových a smerných zlomov, pozdĺž ktorých sa v oligocéne vytvárali elevácie a depresie v rámci celého bazénu. Jeden z najvýraznejších systémov zlomov tejto skupiny je podtatransko-ružbašský zlomový systém. Pozdĺž neho sa vyzdvihovali Tatry a ružbašský mezozoický ostrov od oligocénu. K tejto kategórii zlomov patrí aj systém muránsko-malcovskej línie. Tá napriek tomu, že v sedimentoch bazénovej výplne nie je geologicky spoľahlivo identifikovaná, je pozorovateľná napr. zo satelitných snímok.

Najmladší systém zlomov predstavujú z.-v. a s.-j. zlomy. Tieto zlomy sú jasne identifikovateľné v južnej časti bazénu, kde ohraničujú vikartovský chrbát tiahnucci sa od Nízkych Tatier až po Branisko. Tento smer je segmentovaný s.-j. zlomami, ktoré zrejme patria medzi najmladšie zlomové systémy celého bazénu. Dokladá to napr. uťatie východnej časti bazénu systémom s.-j. hornádskeho zlomu.

Bazénovú výplň vnútrokarpatského paleogénneho bazénu možno rozčleniť na hlbokovodné sedimenty vonkajšieho šelfu, svahu a oceánskych plošín a plytkovodné sedimenty šelfu.

Hlbokovodné sedimenty vonkajšieho šelfu, svahu a oceánskych plošín zaberajú v súčasnosti väčšinu plochy vnútrokarpatského paleogénneho bazénu. Tvoria ich jemozrnité sedimenty tvoriace náplň hutianskeho súvrstvia striedajúce sa s vrstvami pieskovcov a ílovcov, ktoré tvoria zuberecké súvrstvie, a prevažujúce pieskovce bielopotockého súvrstvia. Všetky tieto súvrstvia sa zaraďujú do podtatranskej skupiny (Gross et al., 1984). Hrúbka týchto sedimentov nepresahuje 3 000 m.

Plytkovodné sedimenty šelfu sú reprezentované sedimentmi hrubými do 200 m. Ukladali sa v celej variete depozičných prostredí, počnúc od delty po príbrežné zóny s dosahom až do vonkajšieho šelfu. Tieto sedimenty sú teraz odkryté na južnom okraji bazénu a v oblastiach výstupov predterciérnych hornín.

27 Panva generovaná pod vplyvom tektonického premiestnenia litosférických blokov (paleogén a eger, budínsky vývoj)

Do tejto skupiny bazénov patrí Budínska panva, ktorá zasahovala na územie Slovenska z juhu. Budínska panva vznikla na litosférických fragmentoch unikajúcich z centrálnych Álp a severozápadných dinaríd (Vass in Janočko et al., 2003). Jej založenie predpokladajú Báldi a Báldi-Béke (1985) pozdĺž maďarského lineamentu a interpretujú ju taktiež ako smerný bazén. Vývoj sedimentárnej výplne Budínskej panvy poukazuje na jej prevládajúci epikontinentálny charakter.

Budínska panva má znaky termálnej extenznej panvy. V jej stavbe sa uplatňujú normálne aj smerné zlomy, ale aj kombinované kompresno-extenzné štruktúry (antiformy a synformy), epigeneticky obmedzené zlomami (napr. šahanská antiforma). Klastické sedimenty Budínskej panvy tvoria hlavnú výplň juhoslovenských kotlín (Ipeľská, Lučenská a Rimavská kotlina) a ich vek je oligocén (kišcel) až eger.

Neovulkanické komplexy

Z hľadiska geotektonickej pozície neovulkanitov na vnútornej strane karpatského oblúka ich môžeme na území Slovenska paralelizovať s aktívnym kontinentálnym okrajom. Vývoj oblúka bol dôsledkom subdukcie oceánskej až suboceánskej kôry flyšových bazénov. Ústup oblúka do priestoru flyšových bazénov sa kompenzoval vznikom vnútrooblúkových a zaoblúkových extenzných bazénov a únikom litosféry z kolíznej zóny Álp do priestoru zaoblúkovej extenzie. Extenziu kôry a litosféry sprevádzal diapirický výstup astenosféry do relatívne plytkej úrovne. Uvedený geotektonický rámec a rozloženie blokov a fragmentov staršej kontinentálnej kôry v karpatskom oblúku sú základné fenomény, ktoré ovplyvnili distribúciu vulkanitov v priestore a čase a ich geochemický typ.

Z hľadiska veku, priestorového rozšírenia a geochemickej povahy Lexa a Konečný (1998) rozdelili neogénne až kvartérne vulkanity karpatsko-panónskeho regiónu na tri skupiny:

20 – 26 Orogénne alkalicko-vápenaté bazaltovo-andezitovo-ryolitové vulkanity so vzťahom k zaoblúkovej extenzii

Ide o areálny vulkanizmus alkalicko-vápenatého typu pozostávajúci z acidného ryodacitovo-ryolitového vulkanizmu a nasledujúceho andezitového vulkanizmu s obdobím aktivity počas bádenu až sarmatu.

Areálny typ dacitového až ryolitového vulkanizmu reprezentujú plošne rozsiahle pokrovy tufov a ignimbritov so skupinami extruzívnych dómov v zdrojových oblastiach. Vulkanická aktivita sa začala v priebehu egenburgu a otnangu v strednej časti panónskeho bazénu. Rozšírila sa z. a sv. smerom v priebehu karpátu až spodného bádenu a pokračovala v priebehu bádenu až sarmatu v sv. časti panónskeho bazénu a v transylvánskom bazéne. Vulkanity tohto typu majú kôrový pôvod a asociujú s iniciálnym štádiom zaoblúkovej extenzie.

Andezitový vulkanizmus areálneho typu reprezentuje plošne rozšírená asociácia intermediálnych až bázických andezitov prevažne vo forme strato-vulkánov so zastúpením diferencovaných hornín a subvulkanických intruzív. Vulkanizmus tohto typu sa prvýkrát objavil v otnangu až spodnom bádene v z. a sz. časti panónskeho bazénu. V oblasti stredného Slovenska pokračoval až do spodného panónu. V severovýchodnej časti panónskeho bazénu vulkanizmus tohto typu sa začal vo vrchnom bádene a s prestávkami pokračoval do spodného panónu. Geochemická charakteristika hornín indikuje plášťové magmy ovplyvnené predchádzajúcou subdukciou, variabilne ovplyvnené kontamináciou kôrovým materiálom. Z geotektonického hľadiska areálny typ andezitového vulkanizmu je nepriamo spätý so subdukciou oceánskeho podložia vnútorných flyšových jednotiek s tým, že vulkanizmus

sa aktivoval a kontrolu nad jeho priestorovou a časovou distribúciou prevzali až procesy diapirického výstupu plášťových hmôt v extenznom režime zaoblúkového priestoru.

Vývoj neogénneho vulkanizmu areálneho typu v oblasti stredného Slovenska prebiehal dominantne v podmienkach zaoblúkovej extenzie. V období bádenu a sarmatu v dôsledku extenzných procesov sa sformoval hrast'ovo-prepadlinový systém synchronne s vulkanickou aktivitou. Zlomové zóny pri okrajoch subsidujúcich grabenov sa často využili pri výstupe magmatických hmôt na povrch a pri situovaní erupčných centier. Špecifickým typom v oblasti neovulkanitov sú vulkanotektonické grabeny a kaldery sformované v dôsledku vyprázdnenia plytkých magmatických rezervoárov. Repräsentantmi tohto typu sú vulkanotektonické depresie vo východnej časti neovulkanitov v podloží stratovulkánov Javoria a Poľany. V centrálnej až západnej časti neovulkanitov sú to kremnický graben a štiavnická kaldera, ktorá je vymedzená zakriveným, zhruba eliptickým kalderovým zlomom.

15 – 19 Orogénne alkalicko-vápenaté bazaltovo-andezitovo-ryolitové vulkanity so vzťahom k subdukcii

Bazaltovo-andezitový až andezitový vulkanizmus typu ostrovného vulkanického oblúka reprezentujú dominantne andezitové stratovulkány s nepatrným zastúpením diferencovaných hornín a subvulkanických intruzív. Najstaršie vulkanity tohto typu sú v severnej časti karpatského oblúka a majú strednosarmatský vek. Neskôr pozorujeme postupné sťahovanie vulkanickej aktivity východným až juhovýchodným smerom s tým, že jednotlivé segmenty sa sčasti prekrývajú. Z geochemického hľadiska ide prevažne o vulkanity typu vyvinutých ostrovných oblúkov. Priestorovú a časovú distribúciu vulkanitov tohto typu priamo kontrolovala subdukcia oceánskeho(?) podložía vonkajších flyšových jednotiek.

Bazaltovo-andezitový až andezitový vulkanizmus typu ostrovného oblúka aktívny v období vrchného bádenu až stredného sarmatu v oblasti Východoslovenskej panvy sa vyznačuje intenzívnou vulkanickou činnosťou viazanou na zlomové systémy pri okrajoch panvy. Výsledkom bol vznik vulkanických pohorí, Slanských vrchov a Vihorlatu, s výrazným lineárnym usporiadaním andezitových stratovulkánov.

14 Poorogénne alkalickobazaltové vulkanity

Alkalickobazaltový vulkanizmus reprezentujú diatrémy, maary, troskové kužele a lávové prúdy. Vulkanická aktivita sa začala v panóne v Burgenlande. V niekoľkých epizódach pokračovala v priebehu pliocénu až kvartéru v oblasti Balatónu, južného Slovenska, severného Maďarska a stredného Rumunska. Vulkanity tohto typu indikujú pokračujúcu extenziu v zaoblúkovom priestore sprevádzanú diapirickým výstupom plášťových hmôt neovplyvnených predchádzajúcou subdukciou.

Výstup magiem alkalického bazaltového vulkanizmu v oblasti južného Slovenska využil rejuvenizované staršie zlomové systémy v období termálnej subsidencie predchádzajúcich extenzných bazénov. V oblasti stredného Slovenska sú to rejuvenizované zlomové systémy dominantne smeru S – J.

Sedimentárne panvy s neogénnou a kvarténnou výplňou

Určujúcimi tektonickými činiteľmi vzniku neogénnych paniev Západných Karpát boli:

- subdukcia vo vonkajších Karpatoch, ktorá počas neogénu od západu na východ postupne vyznievala a vyvrcholila v kolízii litosférických dosiek, severoeurópskej a karpatsko-panónskej;
- stúpanie astenosféry v panónskej oblasti (panónsky astenolit);
- alpská kolízia apulského výbežku afroarabskej litosférickej dosky s Českým masívom, resp. severoeurópskou litosférickou doskou.

Podľa týchto genetických činiteľov neogénne panvy možno rozdeliť na pokolízne depresie a kolízne, resp. predkolízne panvy a depresie.

Orogénne (pred- a synkolízne) panvy a depresie

Do tejto kategórie paniev a depresí patria tie, ktoré vznikali v blízkosti subdukčnej zóny – sú to strižné a nesené panvy, ako aj panvy, ktoré za svoj vznik vďaka termálnej extenzii sčasti v zaoblúkovom priestore, kde termálny režim ovplyvňovala stúpajúca astenosféra (panónsky diapír).

13 Nesené panvy

Vznik panví tohto typu súvisel s nasúvaním akrečnej prizmy (flyšových príkrovov) pri kolízii v čele Karpát. Akrečná prizma v tylovej časti sa ťahom rozlámala. Takto vzniknuté extenzné zlomy umožnili diferencované poklesy jednotlivých krýh, prípadne viedli k extenznému kolapsu zadnej časti akrečnej prizmy. Do takto vznikajúcich subsidenčných priestorov vniklo v ranom miocéne more a hmotnosť vznikajúcich morských sedimentov umocňovala subsidenciu. Procesy roztvárania a zapĺňanie nesených panví prebiehali synchronne s pokračujúcim nasúvaním príkrovu akrečnej prizmy.

Charakter neseanej panvy počas raného miocénu mala západná časť Viedenskej panvy, t. j. tá časť panvy, ktorá leží na príkrovoch vonkajšieho flyšu. Zväčša je zakrytá sedimentmi transtenznej strižnej panvy.

11 – 12 Strižné panvy

Vzájomný pohyb konvergujúcich litosférických dosiek terciérnej karpatskej subdukcie bol kosý. Kompresia kosej konvergenzie vyvolala strihové napätie na aktívnom okraji nasúvanej dosky. Za takýchto podmienok pozdĺž vnútornej strany bradlového pásma sa začali roztvárať prvé spodnomiocénne transpresné panvy s prechodom do transtenzného režimu.

Transpresný mechanizmus roztváral tieto panvy v staršom ranom miocéne. Neskôr koncom raného miocénu sa zmenil na transtenzný. Takéto strižné panvy vznikali najmä v západoslovenskej strižnej zóne (Marko a Kováč, 1996). V tejto strižnej zóne sa zachovali spodnomiocénne panvové reliktu v sv. časti dnešnej Viedenskej panvy, v dobrovodskej depresii. K tomuto typu depresí patria aj reliktu spodnomiocénnych sedimentov v Trenčianskej, Ilavskej, Bánovskej a Hornonitrianskej kotline. Transpresia počas spodného mio-

cénu ovplyvňovala aj sedimentačné priestory pozdĺž vnútornej strany bradlového pásma na východnom Slovensku.

Po ústupe transpresného režimu, po štádiu prechodu do transtenzného režimu pri doznievaní kolízie a nasúvania flyšovej prizmy vznikali na juh od bradlového pásma veľké strižné panvy, Viedenská a Východoslovenská. Tektonický režim oboch týchto paniev nie je identický.

V západnom sektore Západných Karpát sa subdukcia po ranom miocéne skončila a kolízny režim, zdá sa, bol motorom ďalšieho vývoja Viedenskej panvy. Transtenzná Viedenská panva vznikala najmä účinkom extenzie kôry. Počas stredného miocénu bolo významné pôsobenie horizontálnych posunov. K horizontálnej zložke sa neskôr pridala aj vertikálna zložka pohybu. Vo vrchnom miocéne sa aktivita zlomov zmiernila, spomalila sa subsidencia a po panóne nastala v panve inverzia.

Vo Východoslovenskej panve sa transtenzný režim so strižno-poklesovými zlomami začal v neskorom karpate. Pred koncom bádenu ho vystriedalo uvoľnenie napätia. To viedlo k spomaleniu subsidencie a ku kríze salinity (zbudzské súvrstvie). Potom opäť nastúpil transtenzný režim, ktorý pretrval do neskorého sarmatu. Vtedy v panve nastala inverzia a režim *pull-apart* sa definitívne skončil. Vo vzťahu k vulkanickému oblúku, ktorý v čase migroval od juhu na sever, má panva charakter medzioblúkovej panvy (Vass et al., 1988).

6 – 10 Termálne extenzné panvy a depresie

Do tejto skupiny patrí niekoľko typov paniev a depresí. Najrozsiahlejšia z nich je panva generovaná nerovnomerným stenčovaním litosféry – Dunajská panva (Vass a Pereszlényi, 1998). Pre túto panvu je charakteristická kontrastná hrúbka syn- a postriftových sedimentov, kontrastná rýchlosť subsidencie a rozdiely v početnosti a veľkosti poklesov na synsedimentárnych zlomoch. V severnej časti panvy sú hrubé synriftové sedimenty (báden – sarmat) porušené zlomami a zväčša sú prikruté postriftovými sedimentmi (panón – pliocén) s malou hrúbkou. Južnú časť panvy vyplňa hrubý súbor postriftových sedimentov (panón – pliocén) s brachysynklinálnou stavbou, len podružne porušený zlomami. Hlbšie uložené synriftové sedimenty (báden – sarmat) majú podstatne menšiu hrúbku a sú porušené zlomami. Postriftová sedimentácia doznievala aj počas kvartéru.

K termálnym extenzným depresiam, ktorých vznik, podobne ako vznik okolitých alkalicko-vápenatých, prevažne andezitových vulkánov, ovplyvňovala zaoblúková extenzia a stúpajúca astenosféra, patria extenzné intravulkanické depresie – žiarska a zvolensko-slatinská – s výraznou zlomovou stavbou.

Termálna extenzia podmienila aj vznik depresí na periférii stredoslovenských neovulkanitov. Tie sú sčasti naložené na reliktoch transpresných depresí: ide o mladšiu výplň (báden – pliocén) Hornonitrianskej, Bánovskej a Turčianskej kotliny.

Reliktmi termálnych extenzných panví sú ranomiocénne sedimenty v juhoslovenských kotlinách, v Ipeľskej a Lučenskej kotline. Panvy, Fil'akovsko-péteřvářarská (egenburg) a Novohradská (otnang – karpát), boli na seba naložené. Fil'akovsko-péteřvářarská panva je geneticky naviazaná na Budín-

sku panvu, na ktorej leží. Obe vznikli na tektonicky extrudovaných litosférických segmentoch. Ich hlavným stavebným prvkom sú poklesové zlomy. Novohradská panva predstavuje synriftové, teda zlomami kontrolované štádium termálnej extenznej panvy.

Klasické termálne extenzné zaoblúkové panvy z panónskej oblasti zasahujú do priestoru Západných Karpát iba okrajovo. Do Moldavskej kotliny a do údolia riečky Roňava (južne od Zemplínskych vrchov) zasahuje severným okrajom panva Nyírség. Synriftovú etapu vývoja reprezentujú strednomiocénne sedimenty vystupujúce v doline riečky Roňava. Sú porušené poklesovými zlomami. Postriftové sedimenty mladomiocénneho veku zaplňajú Moldavskú kotlinu, kde zlomové porušenie je menej intenzívne.

1 – 5 Pokolízne depresie

Patria medzi ne plytké depresie bez zlomových prehybov alebo prehyby s nevýrazným uplatnením zlomov. Zvláštnym typom týchto depresí bol prehyb, ktorý vznikol po inverzii strižnej Východoslovenskej panvy v pliocéne a zaplnil sa klastickými sedimentmi veľkej hrúbky.

Druhým typom poorogénnych depresí sú plytké prehyby zaplnené klastickými sedimentmi poltárskeho súvrstvia (pont), miestami prevrstvené alkalicko-bazaltovými lávami poorogénneho vulkanizmu (podrečianska formácia). Podľa podložia boli odlišené dva podtypy: relikty depresí ležiace na predterciálnom podloží a relikty depresí ležiace na paleogénnych sedimentoch Budínskej panvy.

Tretím typom poorogénnych depresí sú plytké extenzné(?) depresie, sčasti naložené na erozívnych reliktoch spodnomiocénnych transtenzných paniev v údolí stredného toku Váhu v Trenčianskej a Ilavskej kotline. Sú zaplnené hrubými klastikami pliocénneho veku.

Posledným typom tejto skupiny sú relikty sedimentov transtenzných pokolíznych depresí v predoblúkovej pozícii, ktorú uzatvorili strižné, resp. strižno-poklesové zlomy. Vek prevažne klastickej sedimentárnej výplne je sarmat až pliocén (Oravská kotlina).

CONTENTS

Abstract	39
Introduction (<i>V. Bezák</i>)	40
Tectonic development of Western Carpathians and division of tectonic map (<i>V. Bezák</i>)	41
Characterization of distinguished tectonic units and structures	43
Paleoalpine tectonic units of Inner Western Carpathians	43
Crustal tectonic units	43
Tatricum (<i>M. Polák and V. Bezák</i>)	43
Veporicum (<i>V. Bezák and M. Polák</i>)	44
Gemicum (<i>J. Mello and J. Ivanička</i>)	45
Zemplinicum (<i>M. Polák</i>)	47
Hercynian granitoids (<i>I. Broska</i>)	47
Near-surface nappe tectonic units	50
Fatricum (<i>M. Polák</i>)	50
Hronicum (<i>M. Havrila</i>)	51
Meliaticum (<i>J. Mello</i>)	52
Turnaicum (<i>J. Mello</i>)	53
Silicicum (<i>J. Mello</i>)	53
Neoalpine tectonic structure of the Inner and Outer Western Carpathians	54
Neoalpine structurally modified tectonic units from the boundary zone of Inner and Outer Western Carpathians (<i>M. Potfaj and D. Plašienka</i>)	54
Neoalpine tectonic units of Outer Western Carpathians (<i>M. Potfaj</i>)	57
Formations of Inner Western Carpathians superimposed on the Paleoalpine nappe structures	61
Sedimentary basins with Paleogene and Upper Cretaceous filling (<i>J. Janočko, D. Plašienka and D. Vass</i>)	61
Neovolcanic complexes (<i>V. Konečný, J. Lexa and M. Kaličiak</i>)	64
Sedimentary basins with Neogene and Quaternary filling (<i>D. Vass and M. Elečko</i>)	66

ABSTRACT

The division used in the Tectonic map of Slovakia 1 : 500 000 is derived from the tectonic evolution of the Western Carpathians. The youngest Nealpine tectonic processes, forming the flysch prism of Outer Western Carpathians owing to the interaction of the block of Inner Western Carpathians with European platform, were used for the principal division of the map. The block on Inner Western Carpathians contains fragments of all previous evolutionary phases of various time and space as well as Nealpine superimposed structures and formations (Tertiary sedimentary basins and neovolcanic complexes). The principal constituents of the Inner Western Carpathian block are represented by the Paleoalpine crustal units (Tatricum, Veporicum, Gemicum, Zemplanicum) and detached near-superficial nappes (Fatricum, Hronicum, Meliaticum, Turnaicum, Silicicum). The crustal units are built by crystalline basement, having incorporated fragments of Hercynian tectonic units, and by Upper Paleozoic and Mesozoic cover formations. The remnants of Mesoalpine units outcrop only at the boundary of Outer and Inner Western Carpathians and are influenced by dominating Nealpine overprint.

INTRODUCTION

The prevailing part of the mountain system of Western Carpathians is spread on the territory of Slovak Republic. This mountain range experienced long-term and complicated tectonic evolution. In the Tectonic map of Slovak Republic the authors present their recent opinion on tectonic setting of Western Carpathians. The main principle applied for division of Tectonic map and its Explanations took into account the individual stages of development of the Western Carpathians.

The Tectonic map was compiled by a relatively large team of geologists from Geological Survey of Slovak Republic (ŠGÚDŠ), Faculty of Natural Sciences of Comenius University (PriF UK) and Geological institute of Slovak Academy of Sciences (SAV). The editor was V. Bezák. The Neopalpine sedimentary formations and structures were compiled by D. Vass, M. Elečko, J. Janočko, M. Perszlényi, F. Marko, J. Maglay, J. Pristaš; neovolcanics V. Konečný, J. Lexa, M. Kaličiak, B. Žec; Flysch and Klippen belts M. Potfaj; Mesozoic M. Polák, M. Havrila, J. Mello, A. Biely, D. Plašienka; Paleozoic J. Ivanička, P. Reichwalder, J. Vozár; crystalline basement V. Bezák and I. Broska.

Tectonic map of Slovakia 1 : 500 000 comes out mainly from the last geological underliers 1 : 500 000 (Biely et al., 1996; Lexa et al., 2000) and completes data from regional geological maps 1 : 50 000. The last tectonic maps of bigger scale were Tectonic map of Czechoslovakia 1 : 500 000 (Maheľ et al., 1984) and Tectonic map of Czechoslovakia 1 : 1 000 000 (Biely et al., 1968). Contrary to these maps, the new tectonic map applies a new approach in division of post-nappe sedimentary and volcanic formations, being related to tectonic processes. The tectonic units from the boundary zone between Inner and Outer Western Carpathians are included into a separate group. In near-superficial nappe tectonic units (mainly in Hronicum) there was used a principle of facial division of lithological filling of partial nappes. In crystalline basement the relicts of Hercynian tectonic units are also displayed. Granitoids are divided onto individual suites regarding their genetic relation to geotectonic processes. The fault structures have shown their hierarchy and to many of them the names were attributed. Moreover, the volcanotectonic structures, isopachs of thicknesses of sedimentary basins filling and further structures are also described.

TECTONIC DEVELOPMENT OF WESTERN CARPATHIANS AND DIVISION OF TECTONIC MAP

Tectonic structure of Western Carpathians contains fragments of several orogens and young superimposed sedimentary and volcanic formations. The tectonic setting of Western Carpathians is a product of two main orogeneses – Hercynian and Alpine. Each of them had several own geotectonically differing phases.

The oldest constituents of tectonic setting of Slovakia are built by the fragments of Hercynian tectonic units, forming crystalline basement. They are also the main building elements of recent crust of Western Carpathians. To some extent the Western Carpathians are from NW and N underlied by submerged European platform (mainly Cadomian crystalline basement of Brunia), may be also the fragments of Oravic basement beneath Tatricum. Southward there are also interpreted the supposed fragments of Cadomian basement of unknown affiliation in the underlier of Hercynian units. Hercynian tectonic units originated during long-lasting evolution in Paleozoic in the space between former continents Gondwana and Laurasia. The existence of additional smaller continental blocks and oceanic domains is also supposed in this space.

The Hercynian units represent the middle crustal nappes formed during Hercynian collisional processes. They are composed of complexes of metamorphic rocks differing in metamorphic degree and lithology. At the end of their evolution they were intruded by granitoid bodies at various time periods. The Hercynian tectonic setting was later disintegrated. The fragments of former Hercynian units were incorporated into new Alpine units and structurally reworked. This disintegration of Hercynian continental crust started already during the Upper Paleozoic riftingogenesis and continued in Mesozoic when the new oceanic basins and microcontinents have formed.

Alpine orogenesis consists of several Mesozoic and Tertiary phases. These are conventionally divided on Paleo-, Meso- and Neoalpine phases using the principle of closing of the oceanic domains in the space between European and African plate (e. g. Suk et al., 1996). We suppose the existence of three oceanic basins with differing development in Mesozoic and Tertiary. Depending on their closure the principal Alpine tectonic units of Western Carpathians originated in differing time and space. During the youngest Neoalpine phase of the Western Carpathian arc development these units were gradually located to the recent space and position.

The Palealpine phase started with the closure of Meliata ocean in Jurassic and terminated with collision before Upper Cretaceous. Mesoalpine phase is related with the closure of South Penninic-Vahic ocean and following compressional events at the end of Cretaceous and beginning of Paleogene. In Neoalpine phase the North-Penninic – flysch basin was closed at the end of Paleogene and Neogene and following oblique collision as well as transpressional and transtensional movements between European platform and Carpathian block occurred.

In known northern polarity of Alpine orogen the Meliata basin represented the oceanic space being closed as the first. The fragments of oceanic crust in several nappe outliers are the only proofs of its existence. The origin of the main crustal Palealpine units of the Western Carpathians as well as the near-superficial nappes we relate with the Meliata basin closure and following collision. The long-lasting Palealpine tectonic phase terminated in Middle Cretaceous when the Carpathian continental block originated. In Mesoalpine phase (roughly at the end of Cretaceous and beginning of Paleogene) this continental block, probable after the closure of supposed oceanic basin of South-Penninic type, collided with the next continental block rifted-away from European platform (hypothetic Oravicum and its basement). Tectonic units of this phase were in next development structurally reworked and became a part of Neoalpine setting at the boundary of recent Inner and Outer Carpathians. This is the reason, why we interpret the Mesoalpine development only from indirect indications and using the analogy with the development of neighbouring segments, mainly in the Alps.

After Mesoalpine collision the Carpathian block gradually obliquely collided with European platform and the outer flysch oceanic basin was synchronously closed. The accretion prism of flysch nappes (Outer Western Carpathians) was formed. The Carpathian block (Inner Carpathians) was disintegrated mainly by strike-slips. The simultaneous extension caused the origin of sedimentary basins and volcanism.

The tectonic division of Western Carpathians is based on tectonic evolution. In Explanations to Tectonic map we have distinguished two principal groups of tectonic units and formations: Neoalpine tectonic structures of Inner and Outer Western Carpathians and Palealpine tectonic units of Inner Western Carpathians.

The principal division of the map is derived from the youngest Neoalpine tectonic processes, during which the flysch prism of Outer Western Carpathians originated owing to the interaction of the block of Inner Western Carpathians with European platform. Block of the Inner Western Carpathians contains fragments of all previous development phases from different time and space as well as superimposed Neoalpine structures and formations. The main principal units of this block are the Palealpine crustal units and detached near-superficial nappes. The remnants of Mesoalpine units outcrop only at the boundary zone between Outer and Inner Carpathians and are prevailingly structurally reworked by Neoalpine phase. The sedimentary basins with Upper Cretaceous to Quaternary filling and neovolcanic complexes represent the Neoalpine formations superimposed on Palealpine nappe system.

CHARACTERIZATION OF DISTINGUISHED TECTONIC UNITS AND STRUCTURES

PALEOALPINE TECTONIC UNITS OF INNER WESTERN CARPATHIANS

The Palealpine tectonic units comprise the whole-crust units as well as a system of near-superficial nappes. The crustal tectonic units – Tatricum, Veporicum, Gemericum and Zemplinicum are built up with crystalline basement and incorporated fragments of Hercynian tectonic units, as well as the cover formations of Upper Paleozoic and Mesozoic. The Palealpine near-superficial nappe units comprise the nappe system of Fatricum, Hronicum, Meliaticum, Turnaicum and Silicicum.

Crustal tectonic units

Tatricum

Tatricum represents the deepest outcropped tectonic unit of Inner Western Carpathians. It outcrops in core mountains and is built up with crystalline basement, clastic sediments of Carboniferous and Permian age and Mesozoic sequences.

52 – 55 *Hercynian tectonic units in crystalline basement (Proterozoic? – Paleozoic)*

Hercynian tectonic units are the products of Mesohercynian collision. Their division is derived from the concept of Bezák et al. (1997). In crystalline basement of Tatricum we divide four principal Hercynian lithotectonic units:

- *Upper epizonal complexes*: They represent the relicts of low-grade complexes probable of Lower Paleozoic age, recently in uppermost tectonic position in the frame of crystalline basement where they were located by displacements during the final phase of Hercynian orogen. The Klinisko phyllites in the Nízke Tatry Mts. are a typical representative of these complexes, having a particular development in the Malé Karpaty Mts.
- *Upper unit*: High-grade paragneisses, orthogneisses, migmatites and amphibolites outcropping in larger part of crystalline basement of Tatricum. Also the relicts of high-grade metamorphism were detected mainly in the leptyno-amphibolite complex (e. g. Hovorka and Méres, 1993; Janák et al., 1993).
- *Middle unit*: Middle crustal nappe consisting from gneisses and micaschist gneisses, also with occurrence of orthogneisses and amphibolites. The metamorphism of middle to higher grade and following retrograde reworking are typical for this unit. They are present mainly in the Západné Tatry Mts. and Považský Inovec Mts.;
- *Lower unit*: Low- to medium-grade complexes originally probable in lower tectonic position (in Tatricum into lower unit there would belong only some complexes in the Malé Karpaty Mts. and Tribeč Mts.).

51 Cover formations (Upper Paleozoic – Middle Cretaceous)

Taking into account the different development in Jurassic and Lower Cretaceous the Tatric Mesozoic units are divided to units containing either deep-water sediments (Šiprůň unit) or shallow-water sediments (Červená Magura Sequence and Vysoké Tatry Sequence). The Triassic development in both units is similar – of shallow water character. Also Upper Paleozoic formations have corresponding development and present are mainly the Upper Permian clastic sediments (mainly in Tribeč, Považský Inovec and Malé Karpaty Mts.). The Upper Carboniferous sediments are present only in the Považský Inovec Mts.

The Šiprůň Sequence is characteristic mainly with Allgäu Formation in Liassic, the sedimentation of variegated radiolarites and thick sediments of Lučivná Formation represented by pelagic carbonatic sediments and marly limestones with abundant presence of silicites in the form of hornfelses. The sequence of Červená Magura and the Vysoké Tatry Sequence do not contain the thick formation of fleckenmergle lithofacies. It was substituted with shallow-water Liassic sediments (crinoidic limestones, nodular limestones). Upper Jurassic sedimentation is represented with crinoidic cephalopods, hornfelsic and nodular limestones. The uppermost Jurassic levelling of sedimentation area is indicated with sediments of Tithonian limestones and Lower Cretaceous pelites. The interval Barremian – Aptian is represented with pelagic sediments having the admixture of detrital material. In the Vysoké Tatry Sequence the Urgon limestones sedimented. The Mesozoic sedimentation has terminated with flysch Poruba Formation (Albian – Middle Turonian).

Veporicum

Veporicum represents the crustal tectonic unit of Inner Western Carpathians being formed during Palealpine collision. It is overthrust on Tatricum along the Čertovica overthrust zone, and sinks beneath Gemericum along the Lubeník and Margecany tectonic zones. The Veporic crustal unit is composed from crystalline basement and Upper Paleozoic and Mesozoic cover formations. The relicts of various Hercynian tectonic units in recent Veporicum had common Paleozoic development.

58 – 61 *Hercynian tectonic units in crystalline basement* (*Proterozoic? – Paleozoic*)

Among the low-grade metamorphic complexes in upper tectonic position we assign the sporadic relicts of low-grade rocks mainly in Southern Veporicum (Sinec Complex). It is possible, that also the shear zones of Northern Veporicum with thick phyllonitic development comprise wedged relicts of such rocks (Jánov grůň Complex, Kraklová Formation). The relicts of *upper* high-grade lithotectonic unit outcropping only in Northern Veporicum are formed with orthogneisses, less paragneisses, but mainly the thick development of metabasites. The *middle* gneiss-micaschist lithotectonic unit is characterized with the wide presence of diaphtorites (Kraklová zone, Kohút zone).

Lower lithotectonic unit represents low- to medium-grade Lower Paleozoic unit originally in subautochthonous position on supposed Cadomian basement. It outcrops superficially in Alpine tectonic structures preferably of transpressional character in Kohút zone.

56 – 57 *Cover formations (Upper Paleozoic – Lower Cretaceous)*

Taking into account the different character of Mesozoic sequences, the Veporic cover formations are divided into the Northern Veporic and Southern Veporic ones. The Northern Veporic cover sequences are represented with Upper Paleozoic clastic sediments mainly of Permian age (Lubietová and Staré Hory groups) as well as the Mesozoic sequence ranging from Lower Triassic to Lower Cretaceous. It is lithofacially nearly identical with Mesozoic lithology of the Krížna nappe with characteristic sediments of Carpathian Keuper (Veľký bok sequences). The Upper Paleozoic lithology of Southern Veporic is represented with the Upper Carboniferous to Permian of Revúca Group. Mesozoic complex is built with Triassic sediments without the presence of Carpathian Keuper in the Stružník (Foederata) and Tuhár sequences. The strong dynamometamorphic overprint is the characteristic feature of these sequences.

Gemicum

Gemicum is a Palealpine nappe tectonic unit overthrust on Veporicum. It comprises the fragments of Hercynian tectonic units and Carboniferous, Permian and Triassic cover formations.

64 – 68 *Originally Hercynian tectonic units*

Gemicum contains relicts of several Hercynian tectonic units, differing each other by the lithological content of individual sedimentary-volcanogenic sequences, by their different development and the degree of Hercynian regional metamorphism as well as by partial differences of their age. Formerly these sequences formed the different – external branch of Hercynides, opposing those tectonic units forming Tatricum and Veporicum. The Paleozoic units distinguished in Gemicum are the Gelnica, Štós, Rakovec, Klátov, Ochtiná and Črmeľ ones.

Gelnica tectonic unit

The Gelnica tectonic unit outcrops in southern zone of the Gemic unit. Thick Lower Paleozoic volcanogenic flysch sequences are genetically related to the development of magmatic arc on active continental margin (Vozárová, 1993). Despite, it is not an immediate part of the magmatic arc because the higher temperature facies of low pressure metamorphism are not present. Typological analysis of zircons from metasandstones of Gelnica Group confirmed their crustal and crustal-mantle magmatic sources, which confirms the connections of synsedimentary volcanism with subduction processes. Supposed age of sedimentary sequences of Gelnica unit is Upper Cambrian till

Lower Devonian. The different genetic interpretation of the Gelnica tectonic unit prefers the model of riftogenesis on continental crust caused by the convectional heat flow (mantle plume; Grecula, 1982; Németh, 2002).

Štós tectonic unit

The Štós tectonic unit is located in southern part of Gemericum. We suppose the tectonic contact of Štós and Gelnica units. Because of overlapping of both units with Permian continental sediments of Gočaltovo Group, this tectonic contact is interpreted to be a relict of Hercynian tectonics. The prevailing part of Štós unit is built up with monotonous rhythmically intercalating metasediments and phyllites, having marks of distal flysch sedimentation. The absence of volcanic members is characteristic. Interesting is, that petrofacial analysis of detritus as well as the assemblage of heavy minerals indicate the same source areas than those of sediments of Gelnica unit (Vozárová, 1993). The age of Štós unit was not biostratigraphically determined, the supposed age is Upper Devonian.

Rakovec tectonic unit

This tectonic unit outcrops in northern part of Gemericum. It is built up with thick piles of basic metavolcanics and metavolcanoclastics. Only small amount of pelitic metasediments is associated with metavolcanics. In the lower part of Rakovec unit the fine-grained clastic metasediments are also present. The prevailing part of metasediments and metavolcanics contains mineral assemblages corresponding with P-T conditions of low-pressure greenschists facies. The Rakovec unit represents strongly compressionally destructed relict of island arc initiated on oceanic crust of back-arc basin type (Ivan et al., 1992).

The age of rock complexes of Rakovec unit is not biostratigraphically proved. Pre-Westphalian age of the protolith and metamorphism is supposed, taking into account the occurrence of fragments of Rakovec Group in Westphalian conglomerates of Rudňany Formation.

Klátov tectonic unit

The Klátov tectonic unit is located in northern part of Alpine Gemeric tectonic unit. It is built up with rocks of gneiss-amphibolite complex (Hovorka et al., 1984), being defined as a separate tectonic unit, the Klátov Group (Spišiak et al., 1985). Protolith of rocks of Klátov Group was represented with basalts, basic and ultrabasic magmatic rocks, being supposed as a part of dismembered ophiolite suite, or they were correlated with leptynopholite complex.

Ochtiná and Črmeľ tectonic units (Lower Carboniferous)

These units outcrop in northern part of Gemericum. Their lithofacial development, mineralogical content of sediments, character of volcanism as well as the grade of metamorphism indicate their distinct similarities. They are built with flyschoid sequence of coarse- to fine-grained sediments associ-

ated with metabasalts and their metavolcanoclastics. Biostratigraphically confirmed age of this sequence is Tournaisian-Visean. Upwards this rock sequence gradually passes into shallow-water pelitic-carbonatic facies with organodetritic carbonates replaced to magnesites. Basalts of Ochtiná and Črmeľ units show similarities with E-MORB basalts with moderate affinity to island-arc basalts (Ivan et al., 1992). This also documents the reasonable allocation of these Lower Carboniferous basins among the remnant basins having the oceanic crust of back-arc type.

62 – 63 Cover formations (Upper Paleozoic – Triassic)

Some authors divide these formations for North- and South-Gemic. This division faces to the problem, that we do not know sufficiently certainly determine the differences of Mesozoic formations, because the Mesozoic sequences are present very scarcely in Gemicum. From the North Gemic lithostratigraphic units the Mesozoic – Lower Triassic is reached only by the uppermost part of the Nová Ves Formation. Similarly, the South Gemic Mesozoic lithostratigraphic units can be represented only by those, lying on Permian formations with lithological transition (the Štítník Formation in this case). In the Gočaltovo area these are represented with sandy limestones, in the Kobeliarovo area the Bódvaszilás and Szin Beds and Gutenstein dolomites. The differences occur mainly in the Upper Paleozoic sequences. While in Northern Gemicum the Middle-Upper Carboniferous and Permian formations are present, in the Southern Gemicum only Permian formations are developed representing the transition from continental to marine sediments.

69 Zemplinicum

Tectonic unit of Zemplinicum became a part of Inner Western Carpathian block obviously only during the youngest Neogene phases of tectonic development. Its former competence is not known. It can be a part of southernmore units with Cadomian basement. This unit is consisting of crystalline basement and Upper Paleozoic-Mesozoic cover. The Upper Paleozoic sediments of Zemplinicum have their peculiarities in comparison with another units of Western Carpathians.

Hercynian granitoids

The Hercynian plutonic rocks of Western Carpathians represent suites of orogenic and post-orogenic granitoids dated back to the main Hercynian collision (Mesohercynian phase) and post-collisional Neohercynian phase. Each granitoid suite is formed with several petrographic types of granitoid rocks, geochemically and mineralogically reflecting the character of the source rock and physical-chemical properties of geotectonic environments, where individual suite originated.

The oldest Paleohercynian ductile metamorphic granitoids of S-type being changed to orthogneisses are in the tectonic map presented as a part of the upper Hercynian lithotectonic unit. The Alpine granites developed in geotec-

tonically two independent phases – Palealpine and Neoalpine. In the map the Palealpine granites are shown by contour of subsurface granite (Rochovce granite) and the Neoalpine ones are visualized in the frame of intrusive complexes in neovolcanics.

The age allocation of granitoid suites is based on Rb-Sr dating, conventional U-Pb isotopic dating of zircon fractions, dating of single zircon grains and chemical Th-U-Pb monazite datings using microprobe.

Two main groups of Hercynian granitoids can be distinguished in the Western Carpathians: Mesohercynian collisional granitoids and Neohercynian post-collisional granitoids.

73 – 75 *Mesohercynian collisional granitoids*

Suite of of S-type granites

It is a dominant suite of granitoids in Tatric and Veporic tectonic units, being derived prevalingly from sedimentary source rocks (therefore the designation of S-type). These granites of peraluminous type and (leuco)-granites, granodiorites and only locally also tonalites are contributing to lithology of crystalline basement of the following mountain ranges: Malé Karpaty, Považský Inovec, Suchý and Malá Magura, Žiar, partially Tribeč, Malá Fatra, Západné Tatry, Veľká Fatra, Branisko, Čierna hora and Veporské vrchy. This suite is characteristic also with the more abundant forming of pegmatites. This suite origin is dated to period 360 – 340 Ma, i.e. to Upper Devonian till Lower Carboniferous. It was derived by dehydration melting of muscovite and biotite from metasedimentary sources in the level of middle and lower crust (Petrík et al., 1994). The suite was developed in collisional environment in the time of crustal thickening owing to extended lower crustal overthrusts.

Suite of of I-type granites

Taking into account the existing geochronological results, this suite was distinguished in the crystalline basement of Tatricum mainly in the following mountain ranges: Malá Fatra, Malé Karpaty (the Modra massif) and Nízke Tatry (the Ďumbier and Prašivá types). They originated, similarly as the suite of S-type granitoids in Upper Devonian-Lower Carboniferous period (360 – 340 Ma). In the Malá Fatra Mts. these granitoids have the best developed I-type characteristics with the low initial ratios of Sr, so they indicate well the contribution of upper mantle during generating of parent melt in the lower crustal conditions from the originally igneous parental rocks (the designation I-type corresponds to the word igneous).

Tonalites and granodiorites are the most largely spread I-type granitoids. Their genesis is tied with the higher temperature conditions (ca 800 °C) and higher water content in comparison with magmas of S-type suite (Petrík and Broska, 1993).

Suite of late-orogenic granitoids

This suite has the largest spread in two mountain ranges: Vysoké Tatry and Veporské vrchy. Petrographically these rocks represent granodiorites, less often granites and tonalites, geochemically and mineralogically manifesting transitional I/S type characteristics. Apparently it is a result of contamination of originally acid melts of I-type (Kohút and Janák, 1994) originating by dehydration melting of basic protolith by the material of middle crust. Their age allocation is Upper Devonian – Middle Carboniferous.

70 – 72 Neohercynian post-collisional granitoids

Suite of of I-type granitoids

This suite has obviously the most typical development in Veporic unit (Sihla and Ipeľ types), but occurs also in Tatric unit – in Tribeč Mts., Veľká Fatra Mts. (Smrekovica type) and in Považský Inovec Mts. in Hlohovec block. The age of this granitoid suite is dated back to the interval 320 – 303 Ma, so represents the Middle/Upper Carboniferous suite. It is built up with metaaluminous to subaluminous tonalites, granodiorites, less granites. Locally there are present relatively abundant inclusions of microgranular mafic enclaves. Granitoids of this I-type suite were probable melted without the presence of free fluid phase at the boundary of lower crust and mantle by partial interaction resp. admixture of acid and mafic magmas. The heat source for melting of lower crust is explained by the bulging of the mantle. The lower crustal mantle material is recently preserved in tonalites in the form of microgranular enclaves. In comparison with the suite of S-type granitoids there is supposed the shallower emplacement of magmatic chambers, while the melting zone was located deeper.

Suite of post-orogenic of A-type granitoids

This suite, represented mainly by alkaline granites, syenogranites to granitic porphyries, differs by numerous geochemical and mineralogical features from orogenic granites, including their principally different typology of zircons. Granites of A-type outcrop in the form of small intrusions, located in Gemericum (Turčok type), Veporicum (Hrončok type), but they were found also in pebbles of Cretaceous-Paleogene flysch sequences of Pieniny klippen belt. Their age was determined as Permian, resp. Permo-Triassic (270 – 280 Ma), at the Čierny Balog village they are even younger (239 Ma, Putiš et al., 2000).

Post-orogenic granites of A-type formed from relatively hotter and drier magma in extensional environment in continental deeply rooted lineaments during Hercynian consolidation (Uher and Broska, 1996). These granitoids were deformed even during their intrusions along faults. This deformation was later magnified in Alpine orogen. The vein and superficial demonstrations of A-type magmatism are represented with granite porphyries and Permian metavolcanics and porphyroids in Northern Veporicum.

Suite of specialized S-type granites

The most typical S-type granitic rocks in Western Carpathians are represented mainly with the small massifs of biotite-muscovite leucogranites. They occur mainly in the Volovské vrchy Mts. in Gemeric unit, but similar granites were found also in the Veporské vrchy Mts. in Veporic unit (Klenovec granites – Hraško et al., 1997). These prevalingly Permian granitoids originated till the boundary period of Permian and Triassic. The granites of this type were primarily enriched with volatile compounds as B and F. It is connected with their higher water content and related lower viscosity, causing their better differentiation ability. Locally they were by this way differentiated for highly evolved granites with increased contents of Sn, Nb, Ta, Rb, Li, B, W, P. It is reflected in special mineralization present mainly in the altered parts of granitic cupolas. This is the reason of designation of these granites as specialized. The origin of the whole suite is connected with the opening of the rift zone, where overheating of the middle part of the crust occurred.

Near-surface nappe tectonic units

41 – 42 *Fatricum*

The designation *Fatricum* to this tectonic unit was given by Andrusov et al. (1973). It represents a system of near-surface nappes overlying the *Tatricum*. In *Fatricum* we have distinguished formations with Jurassic and Lower Cretaceous deep-water sediments, being represented by Zliechov Sequence as well as the formations with shallow-water sediments in Jurassic and Lower Cretaceous (Vysoká, Belanka, Iľanová sequences), outcropping in several partial nappes. In both defined areas the Lower Triassic sedimentation is represented with clastics of Lúžna Formation. The Middle Triassic is represented with carbonatic sediments of platform development, represented with Gutenstein Limestones and Ramsau Dolomites. The Upper Triassic is represented with flysch lithofacies of Lunz Beds and bodies of the main dolomite. The horizon of Carpathian Keuper in the Noric lagoonal sedimentation is developed more distinctly. Uppermost Triassic is represented with Kössen Formation formed with dark organodetritic and coral limestones.

In Jurassic the distinct differentiation of sedimentary environment starts with characteristic Zliechov deep-water sequence. The basal part is formed with transgressive Kapienec Formation of Lower Liassic, the upper part of Liassic with the Allgäu Formation with alternation of dark-grey to black schists with dark-grey spotty limestones. Uppermost Liassic is represented with locally developed variegated nodular Adnet Limestones. Above them is the Dogger horizon with Ždiar Formation of variegated radiolaritic limestones and radiolarites. Uppermost Jurassic is represented with Mrázňica pelagic formation and the whole cycle terminates with thick flysch Poruba Formation.

Lithofacial content of shallow-water sequences (Vysoká, Belanka and Iľanová) is characteristic mainly with crinoidal, sandy limestones, Hierlatz Limestones and variegated nodular limestones of Upper Liassic. The beds of

red Czorsztyń Limestones are characteristic for Kimmeridgian, Tithonian and Barremian is represented with marly limestones with cherts and shales, Aptian with dark-grey to black organodetrritic cherty limestones. Sedimentation terminated with flysch sediments of Poruba Formation.

43 – 46 *Hronicum*

The designation Hronicum was introduced by Andrusov et al. (1973) during redefinition of the large tectonic units of Inner Western Carpathians. The new designation covered by this way the large series of older names. Hronicum represents a complicated tectonic unit – the system of nappes in the overlier of Tatricum, Fatricum and Veporicum.

The sedimentary space of Hronicum was formed in Neohercynian extensional phase (Upper Carboniferous – Permian) on granitoid crust thickened during Mesohercynian collisional events. Because of the only local preservation of the youngest – Jurassic – Lower Cretaceous formations, the paleogeographic reconstruction of sedimentary areas of Hronicum can be based only on the stratigraphy of beds underlying the main dolomite. They can be divided into three lithologically distinctly different horizons. The lower horizon ranging from Upper Carboniferous (Stephanian) to Lower Triassic, is represented with Ipoltica Group – the Benkovský potok and Šuňava formations of the Lower Triassic. It is a sedimentary complex of siliciclastic rocks with volcanites. The middle horizon is represented with the carbonatic formation of Aegean-Cordevolian (event. Julian). Two basic lithologically different bed successions with different thicknesses of sediments were distinguished, later named as Čierny Váh and Biely Váh developments (Mahel', 1961). They were interpreted as facial areas of one basic sedimentary area (Bystrický, 1973). The first bed succession represents the carbonatic platform, the second one represents an intraplatform basin. The upper horizon spreading from Julian to Tuvalian is represented again by the siliciclastic formation of Lunz Beds. The sediments of Lunz Beds levelled the terrain by infilling the depressions. It ended the period of differentiation of sedimentary basin for Čierny Váh and Biely Váh facial areas, and formed in the whole space of Hronicum the conditions for origin of a new carbonatic platform. This is a reason why the younger members of Hronicum cannot be more connected with the described facial areas of Hronicum. The terms Čierny Váh and Biely Váh should be used only to describe the era of middle lithological horizon.

The older idea about paleogeography of Hronicum was simple. Andrusov et al. (1973) supposed one basin (Choč facial area in the south) and one carbonatic platform (Šturec facial area in the north). This idea is reflected also into the interpretation of geological setting with distinguished two extended nappes, being associated with these facial areas.

The different paleogeographic interpretation of Hronicum in the Middle and partially also in Upper Triassic was presented by Havrila (in Kováč and Havrila, 1998). According this, the Hronicum is interpreted like a system of carbonatic platforms and intraplatform basins. Two basins and two carbonatic platforms were distinguished in the Triassic of Hronicum: from

the north the basin of the Dobrá Voda type, Mojšín-Harmanec carbonatic platform, the basin of the Biely Váh type and carbonatic platform of Čierny Váh, which paleogeographic position is not satisfactorily resolved until present. From these facial areas there were structuralized the partial nappes of Hronicum – the nappes of Dobrá Voda, Homôľka, Veterlín, Ostrá Malenica, Považie built by so-called upper nappes (Havranica, Jablonica, Nedzov, Strážov and Tematín), the nappe of Tlstá, Šturec, Choč, Svarín, Okošená, Svibová, Bystrá, Boca and Malužiná.

47 – 48 *Meliaticum*

The definition of Meliaticum covers the Triassic-Jurassic metamorphosed tectonic unit formed on oceanic crust. It includes the rocks derived from Meliatic oceanic trough of Triassic-Jurassic Tethys between the shelf of Europe and Apulia. The trough originated in the period between Pelsonian and Carnian and died out during collision in Upper Jurassic (Oxfordian). In the time of its strongest expansion it reached according to various assumptions the wideness 800 – 1 000 km and depth probable several thousand metres. Its location is still a matter of discussions.

The tectonic underlier of Meliaticum is either unknown or the Meliaticum is overthrust on Gemicum. The overlier of Meliaticum is represented with Turnaicum or Silicicum. The characteristic feature of Meliaticum is the presence of deep-water sediments (pelagic, usually radiolarian limestones, radiolarites, siliceous pelites, turbidites mainly of Jurassic age). The sedimentation during active rifting was accompanied with submarine volcanic activity (origin of basic and ultrabasic rocks of ophiolitic suite). In the pre-collisional phase the turbidites usually deposited and there originated also the extensive olistostromes with blocks of thickness up to several hundreds metres.

During the Upper Jurassic convergence the majority of these blocks was subducted, but some were exhumed, obducted and preserved in accretionary prisms or evaporitic mélanges at the base of higher nappes. The mélange character of Meliaticum is recently well-known and commonly accepted. This is the explanation that any bedding is only of composite character and is reconstructed from various occurrences without mutual relations, but relating only in the scale of individual blocks (olistoliths).

The Bôrka nappe is a distinctive subunit of Meliaticum, containing the higher pressure and lower temperature metamorphic rocks. The largest spread in the Bôrka nappe have the rocks affiliated to the Dúbrava Formation (phyllites, crystalline marbles, paleobasalts, glaucophanites, limestones with volcanic material, dark crystalline limestones) of supposed Triassic to Jurassic age. The Bučina and Jasov formations are built with metamorphic rocks (metaconglomerates, phyllites, quartz porphyries, their tuffs and tuffites). Besides these rocks there are present the serpentinites, rauchwackes, shales and further lithotypes. Recently these rocks are nearly subhorizontally lying on Upper Paleozoic or Mesozoic sequences of Gemicum (Ždiar partial nappe in the Nižná Slaná Depression), or relatively steeply inclined to the south in the form of several slices (in the surrounding of the villages Hačava,

Šugov, Bôrka, north of the village Honce, near the towns Štítnik and Jelšava). The Bôrka nappe is known only to the north of the Rožňava fault. Concerning its western spread, until recent the Bôrka nappe was known approximately to the line of Štítnik fault, resp. to Ochtiná village. The recent investigations showed its presence also westward of Štítnik fault.

49 *Turnaicum*

The Turnaicum is the Upper Paleozoic-Jurassic metamorphosed tectonic unit deposited on continental crust. This unit includes the system of nappes, which lithostratigraphic content corresponds to original position between sedimentary zones of Meliaticum and Silicicum, that means the slope to bowl types. In the Middle and Upper Triassic the bowl and slope facies prevailed. Jurassic rocks are similar like in Meliaticum. The characteristic feature of Turnaicum is the metamorphic overprint of formations (prevailing in the anchizonal to greenschists facies conditions).

As a rule, the nappes of Turnaicum outcrop above Meliaticum and beneath Silicicum. It relates mainly of the Turňa nappe distinguished in Rudabánya Mts. and in Turnianska kotlina depression. In Lower Triassic and in lower part of Middle Triassic the lithostratigraphic content strongly similarizes that of the Silica nappe or is identical with it (Werfen and Gutenstein formations, Steinalm and Reifling limestones). Different from the Silica nappe is the development from Ladinian upwards, its main representats are the Tornaszentandrás Slates (Dvorníky Formation) and Pötschen Limestones. Interesting is also the development of Jurassic, known from Rudabánya mountain range in Hungary, being very similar with Jurassic rocks in Meliaticum.

The next nappes and slices of Turnaicum are those of Slovenská skala, the slice Stráne, Sása-Brusník nappe and Chvalová lens, representing this tectonic unit in the western part of Slovak Karst. Listed occurrences were previously interpreted to be a constituents of Silica nappe. Despite, they show some differences from the Turňa nappe in the type area. It relates mainly the Stráne slice, where the red limestones of Hallstatt facies are abundantly present in the Middle as well as in Upper Triassic (Gaál and Mello, 1983). The Brusník anticline is characteristic with outcrops of Carboniferous and Permian formations affiliated to the Turňa nappe (Vozár and Vozárová, 1992).

50 *Silicicum*

It represents the Upper Permian-Jurassic unmetamorphosed tectonic unit deposited on continental crust. The Silica nappe was defined by Kozur and Mock (1973) after the confirming of Triassic age of Meliata series.

Silicicum represents the horizontal or subhorizontal nappe body consisting of sediments (and only scarce volcanics) of the age ranging from uppermost Permian to Upper Jurassic. This extended body was segmented during overthrusting or after its displacement onto the several partial structures and blocks. The strongly disturbed parts were removed by erosion and denudation, so the Silicicum as an uppermost known tectonic unit of Inner Western Carpathians is preserved only in isolated tectonic structures, e.g. in the Slovak

Karst, Slovak Paradise, Galmus, Muráň plain and in the surrounding of Drienok near Poniky. The Jurassic formations, but to a large extent also the Upper Triassic ones, are preserved only rudimentarily. The largest spread have the Middle and Upper Triassic sediments.

The former Early Paleozoic underlier of the nappe is not known. The paleogeographic location of sedimentary space and direction of its overthrusting is still a matter of persisting discussions and controversies. The facial character of the Silicic nappe is well comparable with Schneeberg and Mürzalpen nappes of Juvavicum of Northern Calcareous Alps.

As it was already stated above, the nappe does not represent the uniform nappe body, but the nappe complex consisting of individual nappes (Silica, Stratená, Vernár, Muráň nappes and the Drienok nappe). These nappes are further disintegrated into partial nappes, slices or blocks. The geological map indicates, that in many cases the recently neighbouring elements were evidently not related formerly. During their distribution to recent position the important role was played by horizontal displacements.

From the age, but mainly the facial and paleogeographic viewpoints three facial groups can be distinguished in Silicicum

- *pre-rifting phase* (Upper Permian – Middle Pelsonian): In gradual order there are present evaporites (sebkha and lagunar facies), detritic sediments with gradual increase of carbonatic component (shallow marine coastal facies) and in uppermost position the carbonates without clastic component (facies of the initial phase of carbonatic platform). These lithostratigraphic units are similar also in further units (Turnaicum, Gemicum, Meliaticum),

- *facies of carbonatic platform* – the whole Middle and Upper Triassic in facies of carbonatic platform, between Triassic and Jurassic the break of deposition, then collapse of Triassic carbonatic platform,

- *facies of intraplatform depressions and pelagic facies* – from the middle Pelsonian upwards, gradual transition to Jurassic without hiatus

NEOALPINE TECTONIC STRUCTURES OF INNER AND OUTER WESTERN CARPATHIANS

Neoalpine structurally modified tectonic units from the boundary of Inner and Outer Western Carpathians

These units prevailingly include the Mesoalpine units, eventually the Paleoalpine ones, being a part of the Klippen belt (with an exception of the Belice unit). The designation Klippen belt describes internally complicated narrow tectonic zone, trending from Podbranč through Považie to Orava region, where it submerges beneath the Neogene sediments of the Orava basin. It emerges on Polish territory and in the Pieniny area it reaches Slovakia again. Next in the stright direction to SE it is trending beneath the volcanic complexes of Vihorlat and near Beňatice village it leaves the Slovak territory to Ukrain. The Klippen belt contains several more-and-less fragmented bed successtions. Complete se-

quences are preserved only rarely. The Klippen belt belongs among the most complicated tectonic structures of the Western Carpathians. Its recent shape is the result of mainly Tertiary destruction of Mesoalpine fold-nappe system.

37 Upper Cretaceous and younger sediments of Klippen belt (with the Neoalpine structural reworking)

In the map this group includes the Upper Cretaceous and Paleogene formations, probable having discordant relation to both – the individual klippe as well as the older Cretaceous cover of klippe. This relation is recently usually obscured with younger tectonic overprint. Into this group belong the structures formed with Campanian-Maastrichtian Jarmuta and Paleocene – Eocene Proč beds. Besides there were included also tectonic fragments of younger (Eocene – Oligocene) formations, being dragged into the klippe structures and are the integral part of the Klippen belt, though formerly they belonged to different paleogeographic complexes. Among these belong several slices of Magura Sandstones and Malcov, resp. Racibor formations in Orava or Eastern Slovakia.

38 Neoalpine structurally reworked Mesoalpine units of the Klippen belt (Oravicum)

In the klippen zone the Jurassic and Lower Cretaceous carbonatic formations of various klippen sequences form the morphological and structural klippe of metre to kilometre dimensions. They are variously fragmented from originally continuous stratigraphic successions. Their origin is poly-phase, the last more important movements and tectonic break-off occurred approximately between Badenian and Sarmatian. The Middle and Upper Cretaceous flysch and marly formations formed originally the overlier of older klippen formations. Recently they are squeezed into or pulled out from normal stratigraphic successions and strongly tectonized due to low hardness and higher plasticity. By this way they form the cementing material among individual klippe – so-called the klippen cover.

Two contrasting Jurassic-Cretaceous sequences and a larger number of transitional sequences occur in the klippe. The Czorstyn sequence is characteristic with Jurassic crinoidal and nodular limestones as well as the hiatus in Lower Cretaceous and Albian-Maastrichtian facies of couches rouges. The Kysuca (Pieniny) sequence is characterized with Doggerian marlstones and radiolarites, nodular and pelagic limestones of Upper Jurassic and Lower Cretaceous. From Cenomanian (Albian?) there dominated the facies couches rouges and flysch complexes, in numerous places with conglomerates.

The specific position has so-called Mariková klippe. It is a group of klippe to NW of Dolná Mariková, neighbouring from all sides with Paleogene flysch formations of Bystrica and Biele Karpaty units. Their position is not clearly known. We are inclined to the opinion of Sikora (1970), claiming that the space of klippen belt in Paleogene does not belong to Magura provenience, but was tectonically added into the system of Outer Carpathians. The Klippen belt does not form the footwall of the Magura basin and Mariková klippe are pushed out along lateral offset into their external position (Potfaj, 1993).

39 *Neoalpine structurally reworked Palealpine of Mesoalpine tectonic units of Klippen belt*

Into the structure of Klippen belt there were dragged also the units, in their development period neighbouring with the Klippen belt. There belong the Drietoma and Klapa tectonic units. The spread of Drietoma unit is territorially limited to south-western ending of the Klippen belt between Myjava and Vršatec. From this area to NE the Klapa unit occurs. The Drietoma unit is characterized with Triassic formations (mainly the Carpathian Keuper). The distinguishing of Klapa unit is based on stratigraphy of Jurassic-Lower Cretaceous formations in the separated Klapa klippe and there is supposed the continuity of bedding sequence of higher Cretaceous formations prevailing in the flysch development. The Drietoma klippe and their younger members have more preferable the fold-slice setting with more flat deposition, being penetrated to the surface by the Czorstyn klippe. The slices of Klapa unit are steeper and more segmented (e.g. Marschalko and Kysela, 1980).

In the Považie region, also Manín sequence is integrated into the Klippen belt. It is characterized mainly with the shallow-water limestones of Lower Jurassic (Hierlatz Limestones) and Lower Cretaceous (Urgon Limestones) but also by Cenomanian and Senonian flysch.

The Manín unit outcrops in the Middle Váh valley, where it forms a strip between Klapa unit, the slices of Kostolec unit and frontal parts of Križna nappe of the Strážovské vrchy Mts. It is built up with marly and flysch complexes of Middle and Upper Cretaceous age. The older members outcrop mainly in two large brachyanticlinal „klippes“ – the Manín and Butkov klippe. The Manín unit supposes to be paleogeographically either the most external part of the Tatric sedimentary area, resp. individual paleogeographic zone between Taticum and Klippen zone (Andrusov, 1972; Rakús, 1977), or to be the nappe of Fatricum in the Vysoká development (Maheľ, 1978; Michalík and Vašíček, 1987). The most typical member of the Manín unit is represented with thick formation of Barremian-Aptian platform limestones of Urgon type. These are terminated with characteristic body of Lower Albian hardground, on which already sedimented the Albian pelagic marlstones of Butkov Formation transiting to Cenomanian flysch Prazno Formation. In the level of Upper Turonian the hiatus was found in several places (Marschalko and Kysela, 1980), though later there continue thick Senonian flysch and pelagic formations of Gosau type (Podmanín unit).

40 *Belice unit*

The Belice unit, being supposed by several authors to be the representant of Western Carpathian Southern Penninicum, resp. Vahicum (e. g. Plašienka, 1995, 1999), is cropping out probable from the footwall Tatric complexes in the Selec and Hlohovec blocks of Považský Inovec Mts. It is built up with weakly metamorphosed sedimentary formations of Jurassic-Cretaceous age. The Upper Jurassic versicoloured radiolarites represent the oldest known member, being overlaid by the Lower Cretaceous quartzite shales with thin intercalations of calpionellid limestones, forming together the Lazy Formation

thick only several tens of metres. Upper part is built with Senonian upward thickening wild flysch of the Horná Belice Formation with chaotic breccia and olistoliths as well as slices of metabasalts, various carbonates and rocks of Tatric basement and sedimentary cover lying in the immediate tectonic overlier.

Neoalpine tectonic units of Outer Western Carpathians

This is Flysch belt of Western Carpathians which forms characteristic arc around the outer perimeter of the Carpathians. It reaches the territory of Moravia, Slovakia, Poland and Ukrain, where it connects with the flysch belt of Eastern Carpathians. The Flysch belt is built up with partial nappes and overthrust slices. These structures are divided according to the lithofacial filling of their bed successions on outer (Krosno) group of nappes, and inner (Má-gura) group of nappes. In the territory of Slovakia the substantial part of the Flysch belt is formed by the Magura group of nappes. From the outer (Krosno) group of nappes in the western part of the country only Silesian nappe outcrops in small territorial extent, and in the eastern part – in north-eastern borderland the Dukla nappe occurs.

The nappes of the Krosno group are relatively flatly displaced on their foot-wall – the ramp of European platform. The magnitude of this displacement is usually approximated to 40 km, but several authors suppose the overthrust reaching 60 – 120 km (e.g. Roure et al., 1993). The transport of frontal parts of flysch nappes is dated to the period between Badenian and Karpatian with gradual shift of the transport intensity from the west eastward (Jiríček, 1979).

The structures of Magura group on nappes, mainly in the case of the more inner ones, have steeper setting and at the contact with the Klippen belt they are even reversed in several segments to the south. The Outer Carpathians obtained their arc course by northward squeezing out of the sediments from the former basins to the distance 200 – 300 km with annual velocity around 1.5 cm. The tectonic narrowing of the sedimentary space of flysch basin and origin of initial structural elements occurred practically continually from Oligocene (cf. e. g. Stráník et al., 1993; Nemčok, 1961).

31 Silesian nappe

The Silesian nappe reaches the territory of Slovakia only in the small areal extent in north-western borderland of Kysuce region. In this area the nappe represents principally the monoclinial, flatly lying body. Its frame is built up with approximately 1 km thick sandstone Istebné Formation (Campanian-Paleocene). In this load-bearing plate the more plastic Sub-Menílite and higher formations are located. These represented the slimy environment suitable for displacement of Magura nappe. The more plastic formations in front of the Magura nappe are disharmonically folded and partially detached from underlying Istebné Sandstones.

The whole stratigraphic range of the bed succession of the Silesian nappe is from Tithonian to earlier Oligocene, the lower formations in our territory (Godula and lower ones) were reached only by drilling works. The total mag-

nitude of displacement of the Silesian nappe onto the Subsilesian nappe (and together with it on their underlying platform) is estimated to ca 40 km (Menčík et al., 1983). The displacement occurred in several stages between Karpatian and Sarmatian.

32 *Dukla nappe*

In the territory of Slovakia the Dukla nappe occurs in the Nízke Beskydy Mts. and Poloniny Mts. This nappe belongs to outer (Krosno) group of nappes. The stratigraphic range of its bed succession is from Albian? to earlier Oligocene (Koráb and Ďurkovič, 1978). Practically the whole rock suite is in flysch development with variable abundance of sandstones and claystones. The frame of the nappe is built by sandstones of Veľký Bukovec – Čišna Formation. The nappe body is folded into local elongated fold-slice structures of NW-SZ direction with general dip to the south.

South-east of the town Snina the linear arrangement of structures is disturbed by so-called *Stakčín sigmoid*. The bending of beds course is explained by the continuation of the Vihorlat fault system in the underlier of flysch units. East of Stakčín sigmoid the Dukla nappe is formed to the system of brachyfolids.

The thickness of Dukla nappe was confirmed near Ukrainian border by the deep borehole Zbor-1, penetrating the displacement plane in the depth 3 800 m. Beneath the Lupkov Beds there were drilled so-called Zboj Beds (Eocene), belonging to the Obidowa-Slopníc tectonic unit (Ďurovič et al., 1982). Some newer opinions of Polish geologists allow the considerable coincidence of lithofacial filling of the bed succession of Grybowa and Dukla units.

33 *Tectonic slices zone Miková – Snina*

Ahead of the frontal parts of the Magura nappe and in south-western margin of Dukla unit the tectonically complicated zone is present, having thickness approximately 3 km and consisting from three tectonic slices. Regarding not fully unambiguous lithofacial criteria for joining of these structures with the Dukla or Magura bed succession, their tectonic classification was also evaluated by various authors differently. Using lithofacial criteria Koráb and Ďurkovič (1978) preferred interpretation, that these structures would belong to Dukla unit, but allowed also a possible revision of this standpoint. The contact of Magura and Dukla nappes occurs in the zone of partial displacements in several structures, whose tectonic (and it appears that also lithological) competence is not clear. This is the reason why we described this zone separately.

34 *Foremagura tectonic unit*

It is outcropped the Smilno window in which emerges in the middle of Magura nappe located to the north-east of Bardejov town. It has asymmetric brachyantoclinal setting with cutted-off northern limb. Because the borehole Zborov-1, located south of the window, did not catch the formations of the Smilno window, the structure is interpreted like detached fold slice carried

out to the surface (Leško et al., 1987). We add, that also lateral directional pressures and movements probably contributed in this movement. The maximal depth of location of the window formations is around 2 – 2.5 km. Lithostratigraphic content is similar like in Dukla unit, ranging from Campanian(?) to earlier Oligocene. The partial differences in the bed succession led geologists to opinion, that these occurrences would correspond to Grybowa, or Foremagura unit.

35 *Magura nappe*

The Magura nappe forms the frame of Flysch belt of the Outer Western Carpathians. It is divided on partial nappes using the lithofacial peculiarities of bed successions of partial structures. From the north southward these are: the Rača, Bystrica and Orava-Magura (Krynica) partial nappes. Into the group of Magura nappes the Biele Karpaty unit formally also belongs, despite having totally different lithofacial content and the tectonic style different from that in the Inner Magura units (Orava-Magura unit; Potfaj, 1993). The distance of the Magura unit displacement on Silesia unit at the western limb of Flysch zone is supposed to ca 40 km.

Rača partial nappe

From the lithofacial viewpoint the Rača unit is distinguished by the presence of Zlín Formation in the facies of Kýchera Sandstones in southernmore zone, and in the facies of Vsetín Beds in the marginal zone of the higher parts of the bed succession. In the lower part the Rača partial nappe is characterized by Soláň Formation and Beloveža Formation. Structurally it represents the file of oblong fold slices, being relatively flatly deposited at the margin and more steeply at the hinterland area.

Bystrica partial nappe

The Beloveža Formation, but mainly the Bystrica Beds are the type formations of the Bystrica partial nappe. These formations reach thickness to 1 km and form the principal share of partial structures, outcropping as more-or-less steeply deposited slices with external vergency. The more pelitic lower part of Beloveža Formation with red claystones represented an ideal environment for detachment of slices from older formations. In the territory of Slovakia the bed succession is reduced and e.g. the Cretaceous Formations, known from the Polish segment, are missing.

Orava-Magura (Krynica) partial nappe

The main reason for distinguishing the Orava-Magura unit was the occurrence of the formation of Magura (Krynica) Sandstones (Potfaj, 1983). The maximal thickness of formation is about 1,000 m, representing the basal part of structures also in the cases, when it is tectonically reduced. The Senonian-earlier Oligocene lower parts of the bed succession are known only from the Polish territory. The westernmost occurrences of this partial nappe are at the

northern margin of Klippen belt north of Žilina. This unit is best developed in Orava region north of the town Oravský Podzámok.

The Orava-Magura partial nappe has more complicated setting than both more external partial units, especially along the Klippen belt. The worth mentioning is the synclinorium Hruštínky with Malcov Beds between Hruštín and Námestovo. The ridge of Oravská Magura forms the overfold with thick northern and reduced southern limb. As a whole this syncline is turned over southward on the Klippen zone (Potfaj, 1983). The northern slope of Oravská Magura is penetrated with tight tectonic zone, along which there are drawn out to the surface the fragments of the klippen beds. It is a lateral displacement of SW-NE direction, north of Oravský Podzámok obliquely separating the ridges and structures of Oravská Magura and Kubínska hoľa.

In the eastern segment, in the continuation of Krynica zone from Poland the Orava-Magura unit (in Poland designated also as the Krynica unit) spreads as long as the Čergov Mts. The identification of the lithofacial (as well as tectonic) competence of bed successions along their contact with the Klippen belt is locally difficult. Moreover, in some places the Krynica structures are turned south-westward over the Klippen zone and in several areas also covered with Malcov Formation.

36 Biele Karpaty nappe

The large part of the Biele Karpaty nappe is located in the territory of Moravia. In the past it was included into the group of Magura nappes. Later there was proved the lithofacial difference of its formations as well as the complete bed successions (Potfaj, 1993). Because of this, the Biele Karpaty unit was rearranged to the level of the Magura nappe. Until recent the structures of the Biele Karpaty nappe were understood more-or-less as a whole, distinguished there was only the higher nappe designated as the Javorina nappe (Potfaj, l. c.). For the lower body, which was not especially denoted, we have chosen the designation the Bošáca nappe (name derived from the village Nová Bošáca beneath the massif of Veľký Lopeník).

Bošáca partial nappe

The Bošáca nappe represents areally extensive and substantial part of the Biele Karpaty unit. It is relatively flat lying on units and structures of the Magura nappe. In the Klanečnica valley between Plevovec and Květná there was confirmed only 100 m thickness of the nappe in the borehole KKK-1. In its underlier the Rača partial nappe is present. The internal tectonic setting of the nappe is of fold-type with reduced inner (southeast) limbs of the slice folds.

Zubák partial nappe

The Biele Karpaty nappe north of Vršatec contains the similar bed sequence like the Javorina nappe. Structures are steeper and more tightly tied but tectonically separated from the Klippen belt. This contact probably represents the strike slip combined with overthrusts.

According to the regional geological setting, away of Slovakia this area is not directly connected with the Javorina nappe, which is probable in the overlier. The structure in the area north of Vršatec we have defined as Zubák nappe (according to village and stream Zubák).

Javorina partial nappe

The Javorinka nappe represents positionally the higher structure of the Biele Karpaty unit, with distinct bordering towards its structural underlier. At the base it is nearly along the whole length rimmed by the Senonian Ondrášová Beds with distinctive red claystones. These evidently served like „gliding material“ during the nappe transport. The main mass of the body is formed with Campanian-Maastrichtian Javorina Beds thick to 900 m. These form the highest peaks of the Biele Karpaty: Veľká Javorina (970 m) and Veľký Lopeník (911 m).

Strihovce partial nappe

The nappe represents the structure of the eastern limb of the Flysch belt, spread along the northern margin of the Klippen belt between the town Giraltovcе and the Strihovce village. The main lithology is represented by the conglomeratic-sandstone Strihov Formation of Paleocene – Eocene age. The nappe body is not precisely defined (mainly in its northwest end). We have distinguished it by reconnoitre geological mapping, taking into account the different lithofacial content in comparison with the Krynica (Orava-Magura) bed succession. We suppose, that it is the paleogeographic, but to some extent also tectonic equivalent of the Biele Karpaty unit from the western flank of the Flysch belt. For better identification we have designated this structure as the Strihovce nappe (according to the village Strihovce south of Vihorlat Mts.).

Formations of Inner Western Carpathians superimposed on Palealpine nappe structures

Sedimentary basins with Paleogene and Upper Cretaceous filling

30 Relicts of sediments of Upper Cretaceous, probably extensional basins

The Upper Cretaceous (Senonian) sediments in the Western Carpathians belong to Gosau Group. They were deposited after the main phase of displacement of Inner Carpathian nappes and covered them transgressively. The Gosau sediments in the Alps contain formations of Senonian and Paleogene superimposed in several synformal belts continuing into the underlier of the Vienna basin (Salaj and Priečhodská, 1987). Superficially they outcrop again in the Brezovské Karpaty Mts. and in the Myjavská pahorkatina upland (where the Senonian Brezová and Paleogene Myjava groups were distinguished). The pre-transgressive Turonian-Coniacian part is composed with fillings of karst depressions as well as the freshwater limestones, being present also as clasts in overlying conglomerates. The basal part of the bed sequence of the Brezová Group is

formed with carbonatic conglomerates and sandstones of Coniacian age lying transgressively on Triassic carbonates of Hronicum. Basal clastics towards the overlier merge to marls. Overlying Santonian siliciclastic-carbonatic flysch reaches thickness about 600 m. The above lying Lower Campanian variegated pelagic marlstones of the facies „couches rouges“ merge to the Middle- and Upper Campanian inoceramus marlstones and carbonatic turbidites (thick above 500 m). The uppermost Cretaceous is represented with Upper Campanian – Maastrichtian formation with orbitoid limestones, conglomerates and marlstones, the uppermost parts are built again with flysch.

In the innermost zones of Western Carpathians the Senonian sediments are known only in rudimentary occurrences, being included into the Gosau Group in the Upper Hron Valley near Šumiac and near the Dobšiná Ice Cave. They represent the relicts of originally large marine strait through the Central Inner Carpathians in continuation from the area of Northern Hungary, being interpreted on the basis of boreholes from the Pre-Tertiary footwall in the Southern Slovakia. Next small occurrences of Upper Cretaceous sediments are known from the area of Slovak Karst.

29 Paleogene sediments of Myjava – Žilina zone (periklippen Paleogene)

The strike-slips in the area of recent Klippen belt, following its course, caused the opening of confined directionally-offsetted basins. The typical characteristic of these basins, being formed in releasing and restraining bends, was the rapid subsidence, thick sedimentary filling and following rapid uplift. The rapid uplift of basins caused the extreme erosion of sediments, so they were in the majority cases totally removed. Sediments deposited in the basins of these types were defined to be the sediments of Žilina – Hričov Development (Andrusov, 1965).

28 Inner Carpathian extensional basins in the hinterland of subduction zone (Middle Eocene – Early Miocene)

The Inner Carpathian Paleogene basin was generated by distinct extension in the hinterland of subduction zone, separating the North-European platform from Carpathian block. The basin had asymmetric shape having the deepest part near its northern margin neighbouring with Klippen belt; to the south it was shallower. This shape was partially deformed by faults, effecting the recent thickness of its sedimentary filling. The distinct phenomena in the basin morphology are the „islands“ of Pre-Tertiary underlier outcropping in the basin. Such „islands“ are built by Branisko Mts., Vikartovce Ridge, Ružbachy Island, Tatras and Choč Mts. The basin is best preserved in its middle part. The eastern part of the basin is cut with the system of Hornád faults trending N-S and sinking beneath sediments of East Slovakian Neogene. In this part the sediments of Inner Carpathian Paleogene outcrop only in a narrow strip rimming the Klippen belt from its southern side. The western part of the basin outcrops only in relicts in Žilina – Rajec basin and the Paleogene of Strážovské vrchy Mts. The relicts of such sediments are present also at the northern part of the Upper Hron Valley.

The primary subsidence of the basin was evidently dictated mainly by oblong Carpathian faults coursing paralelly with the Klippen belt and bordering the basin from NW, N and NE side. This evolution can be derived from the oldest sediments filling the basin and rimming the southern margin of Klippen belt. In the initial phase of the basin evolution the several depocenters with autonomous sedimentation originated, whose evolution depended just from the activity of oblong faults. Relatively well preserved sediments of such autonomous depocenter are rimming the southern margin of Klippen belt between Nová Lubovňa and Hubošovce. The lithological filling, facial content and polymodal flow paleodirection indicate the sedimentation in fault-bordered smaller basin. The sediments are formed with slope facies and facies of submarine cones.

Despite the oblong faults belonged to oldest systems of Inner Carpathian Paleogene basin, in the Neogene they were reactivated by strike-slips, but also by subsidence. This shear system is used by the emerging Klippen belt, causing compression and transpression in the tight zone, rimming the belt from its southern side. The result of this tectonic régime is the fold-imbriication setting in this basin part.

The younger fault system is well analyzed in the middle - the best preserved part of the basin. It is a system of NE – SW normal and directional faults, causing the formation of the elevations and depressions in the whole basin scale in Oligocene. The most distinctive fault system of this group is the Subtatan-Ružbachy fault system, along which the High Tatra Mts. and Ružbachy Mesozoic island were uplifted from Oligocene. Into this fault category also the system of Muráň – Malcov line belongs, despite it is not reliably identified in the sediments of basin filling, but observable e. g. from satellite pictures.

The youngest system is represented with faults of W – E and N – S directions. These faults are clearly identifiable in the southern part of the basin, where they border the Vikartovce ridge coursing from the Nízke Tatry Mts. to Branisko Mts. Its course is segmented with N – S faults, evidently belonging among the youngest fault systems of the whole basin. It is proved e. g. by the cutting of the eastern part of the basin with the system of N-S Hornád faults.

The filling of Inner Carpathian Paleogene basin can be divided into the deep-water sediments of the outer shelf, slope and oceanic plains and the shallow-water sediments of the shelf.

The deep-water sediments of the outer shelf, slope and oceanic plains cover recently the majority of the area of Inner Carpathian Paleogene basin. They are formed with fine-grained sediments of Huty Formation, alternating beds of sandstones and claystones, forming Zuberec Formation and prevailing sandstones of Biely Potok Formation. All these formations belong to the Subtatan Group (Gross et al., 1984). The thickness of these sediments does not overreach 3 000 m.

The shallow-water shelf sediments are represented with sediments thick to 200 m, being deposited in the whole variety of depositional environments starting from deltas to coastal zones with the range to outer shelf. These sediments are now outcropped in the southern margin of the basin and in the areas of outcrops of Pre-Tertiary rocks.

27 *Basin generated under the influence of tectonic displacement of lithospheric blocks (Paleogene and Egerian, Budín development)*

The representant of this group is the Budín basin, reaching the territory of Slovakia from the south. The Budín basin originated on lithospheric fragments escaping from the Central Alps and northwestern Dinarides (Vass in Janočko et al., 2003). Its origin along the Hungarian lineament is supposed by Báldi and Báldi-Béke (1985) and is interpreted also as directional basin. The development of sedimentary filling of the Budín basin shows the prevailing epicontinental character.

The Budín basin bears the marks of thermal extensional basin. Its setting is controlled by normal as well as directional faults, but also the combined compressional-extensional structures (antiforms and synforms), epigenetically bordered with faults (e. g. Šahy antiform). Clastic sediments of the Budín basin represent the main lithology of South Slovakian basins (Ipeľ, Lučenec, Rimava basins) and their age is Oligocene (Kiscelian) to Egerian.

Neovolcanic complexes

From the viewpoint of geotectonic position of neovolcanites in the inner side of Carpathian arc, they can be parallelized with the development on the active continental margin. The arc origin was a result of subduction of oceanic to suboceanic crust of flysch basins. The escape of the arc into the area of flysch basins was compensated with origin of inner-arc and back-arc extensional basins and escape of lithosphere from collisional zone of Alps into the space of back-arc extension. The extension of the crust and lithosphere was accompanied with diapiric uplift of asthenosphere into the relatively shallow level. The described geotectonic frame and distribution of blocks and fragments of older continental crust in the Carpathian arc represent the principal phenomena, affecting the distribution of volcanites in the space and time as well as their geochemical type.

Taking into account the age, spatial distribution and geochemical character of Neogene to Quaternary volcanites of the Carpathian-Pannonian region Lexa and Konečný (1998) divided them into three groups:

20 – 26 *Orogenic alkaline-calcic basalt-andesite-rhyolite volcanics with relation to back-arc extension*

They represent the areal volcanism of alkaline-calcic type consisting from acid rhyodacite-rhyolite volcanism and following andesite volcanism being activite from Badenian to Sarmatian.

The areal type of dacite to rhyolite volcanism is represented by large coverings of tuffites and ignimbrites with groups of extrusive domes in the source areas. The volcanic activity started during Egerian and Ottnangian in the central part of Pannonian basin, during the Karpathian to Lower Badenian it spread to the west and north-east and during Badenian to Sarmatian it continued in the north-eastern part of Pannonian and Transylvanian basins. Volcanites of this type are of crustal origin and associated with initial phase of back-arc extension.

The andesite volcanism of areal type is represented with areally spread association of intermediate to basic andesites prevailing in the form of stratovolcanoes with the presence of differentiated rocks and subvolcanic intrusives. The volcanism of this type occurs for the first time in Ottnangian to Lower Badenian in the western and north-western part of Pannonian basin. In the area of Middle Slovakia the volcanic activity continued till Lower Pannonian. In north-eastern part of Pannonian basin the volcanism of this type began in Upper Badenian and with interruptions continued till Lower Pannonian. The geochemical rock characteristics indicate the mantle melts affected by former subduction and variably altered by contamination with crustal material. From the geotectonic viewpoint the areal type of andesite volcanism is indirectly connected with the subduction of oceanic basement of internal flysch units. The volcanism was activated and the controls above its spatial and time distribution were taken by processes of diapiric upwelling of mantle material in extension régime of back-arc space.

The Neogene volcanism of areal type in the area of Middle Slovakia has developed dominantly under the conditions of back-arc extension. In the Badenian-Sarmatian period as a result of extensional processes the horst-graben system formed synchronously with volcanic activity. The fault zones near margins of subsiding grabens were often used by ascending magmatic material toward surface and for situating of eruptive centres. As a result of emptying of shallow magmatic reservoirs the volcanotectonic grabens and calderas formed. The volcanotectonic depressions in the eastern part of neovolcanites in the footwall of stratovolcanoes of Javorie and Poľana are the representants of this type. In the central to western part of neovolcanites these depressions are represented with Kremnica graben and Štiavnica caldera, being limited by bended, roughly elliptical, caldera fault.

15 – 19 Orogenic alkaline-calcic basalt-andesite-rhyolite volcanics with relation to subduction

Basalt-andesite to andesite volcanism of the island arc volcanic type is represented dominantly with andesite stratovolcanoes with subsidiary presence of differentiated rocks and subvolcanic intrusives. The oldest volcanites of this type are of Middle Sarmatian age in the northern part of Carpathian arc, later we observe the gradual shift of volcanic activity to the east and south-east with partial overlapping of individual segments. From the geochemical viewpoint the volcanites represent a type of evolved island arcs. The spatial and time distribution of volcanites of this type was directly controlled by subduction of oceanic (?) footwall of outer flysch units.

The basalt-andesite to andesite volcanism of the island arc type was active in Upper Badenian-Middle Sarmatian period in the area of East Slovakian basin and is characteristic with intensive volcanic activity tied to the fault systems at the margins of the basin. This volcanic activity resulted by the origin of volcanic mountains of Slanské vrchy and Vihorlat having distinct linear arrangement of andesite stratovolcanoes.

14 *Post-orogenic alkali basalt volcanics*

Alkaline-basalt volcanism is represented with diatremes, maars, scoria cones and lava flows. The volcanic activity started in Pannonian in Burgenland and continued during several episodes in Pliocene and Quaternary in the area of Balaton, Southern Slovakia, Northern Hungary and Middle Rumania. Volcanites of this type indicate the persisting extension in the back-arc space accompanied with diapiric upwelling of mantle material not affected by previous subduction.

The upwelling magmas of alkaline basalt volcanism in the area of Southern Slovakia used the rejuvenized older fault systems during the thermal subsidence of former extensional basins. In the area of Middle Slovakia these are represented with rejuvenized fault systems dominantly of the direction N-S.

Sedimentary basins with Neogene and Quaternary filling

The determining tectonic factors for the origin of Neogene basins in the Western Carpathians were:

- Subduction in Outer Carpathians, in Neogene gradually dying away from the west eastwards and culminating by collision of North European and Carpatho-Pannonian lithospheric plates.
- Upwelling of asthenosphere in Pannonian area (Pannonian asthenolith).
- Alpine collision of Apulian promontory of Afro-Arabian lithospheric plate with Bohemian massif, resp. North European lithospheric plate.
- According these genetic factors the Neogene basins can be divided into post-collisional depressions and collision resp. pre-collision basins and depressions.

Orogenic (pre- and syn-collisional) basins and depressions

This category includes the basins and depressions originating near subduction zone – shear and piggy-back basins, as well as basins originating owing thermal extension partly in back-arc space, where the thermal régime was influenced by upwelling asthenosphere (Pannonian diapir).

13 *Piggy-back basins*

The origin of this type of basins related to overthrusting of accretion prism (flysch nappes) during collision in the Carpathian front. The accretion prism in the hinterland was fragmented by tension and originating extensional faults allowed the differentiated subsidence of individual blocks, resp. led to extensional collapse of the back part of the accretion prism. In Early Miocene the sea invaded into these originating areas of subsidence and the descent was multiplied by weight of originating marine sediments. The processes of opening and filling of piggy-back basins were synchronous with continuing overthrusting of the nappe of accretion prism.

During the Lower Miocene the piggy-back basin type was developed in the western part of the Vienna basin – that means the part of the basin being located on former nappes of Outer Flysch belt. The basin is recently prevailing covered with sediments of transtensional shear basin.

The converging lithospheric plates of Tertiary Carpathian subduction interacted by oblique displacement. The compression of the oblique convergence caused the shear stress in the active margin of overthrust plate. These conditions forced the opening of the first Lower Miocene transpression basins along the inner side of Klippen belt. The transpressional kinematics was later changed to transtension. Such shear basins originated mainly in the West Slovakian shear zone (Marko and Kováč, 1996). This shear zone preserves the Lower Miocene basin relicts in the north-eastern part of the recent Vienna basin – in the Dobrá Voda depression. Also relicts of Lower Miocene sediments in Trenčín, Ilava, Bánovce, Horná Nitra and Trenčín depressions belong among such type of depressions. Transpression during the Lower Miocene affected also the sedimentary spaces along the inner part of the Klippen belt in Eastern Slovakia.

After retreat of transpressional régime and its transition to transtension at the end of collision and overthrusting of flysch prism, the large Vienna and East Slovakian shear basins originated southward of Klippen belt. The tectonic régime of both these basins was not identical.

In the western sector of Western Carpathians the subduction after Lower Miocene has finished. It appears that collision régime was a driven force for the following development of the Vienna basin. The transtension Vienna basin originated mainly by the crustal extension. During the Middle Miocene the significant role was played by strike slips. The horizontal component was later accompanied also with vertical displacement. In the Upper Miocene the fault activity as well as the subsidence slowed down and after Pannonian the inversion started in the basin.

In the East Slovakian basin the transpressional régime with shear-subsidence faults started in the Late Karpathian. The transpression before the end of Badenian was changed by the stress release and caused the decrease of subsidence rate and the salinity crisis (Zbudza Formation). Afterwards, the transpressional régime started again, persisting till Late Sarmatian, when the inversion in the basin started again and the pull-apart régime definitively ended. Regarding the basin relation to volcanic arc, migrating from south northward, the basin corresponds to the inner-arc type (Vass et al., 1988).

6 – 10 *Thermal extensional basins and depressions*

The most extended basin from this group, containing several basin and depression types, is the Dunaj basin (Vass and Pereszlényi, 1998). It was generated by irregular lithospheric thinning. The basin is characteristic with contrast thicknesses of syn- and post-rift sediments as well as the contrast subsidence rates, the differences in the number and amplitudes of subsidences in synsedimentary faults. In the northern part of the basin the thick syn-rift sediments (Badenian – Sarmatian) are penetrated by faults, being mostly covered with post-rift sediments of small thicknesses (Pannonian – Pliocene). The southern part of the basin is infilled with thick sequence of post-rift sediments (Pannonian – Pliocene) with brachysynclinal setting and only subsidiarily fault penetration. The deeper syn-rift sediments (Badenian – Sarma-

tion) have substantially smaller thickness and are damaged by faults. The post-rift sedimentation terminated also during Quaternary.

Into the group of thermal extensional depressions, whose origin, similarly like the origin of surrounding alkaline-calcic prevailing andesite volcanoes being influenced by back-arc extension and upwelled asthenosphere, belong extensional intravolcanic depressions – Žiar and Zvolen-Slatina ones with distinct fault setting.

Thermal extension caused also the origin of depressions in the periphery of Middle Slovakian neovolcanites, being partly superimposed on relicts of transpression depressions: they represent the younger filling (Badenian-Pliocene) of Horná Nitra, Bánovce and Turiec basins.

The Early Miocene sediments in South Slovakian Ipel' and Lučenec basins are the relicts of thermal extensional basins. The basins – namely the Fiľakovo – Pétervášar (Eggengurgian) and Novohrad (Ottangian – Karpathian) – were mutually superimposed. The Fiľakovo – Pétervášar basin is genetically linked with the Budín basin, being its underlier. Both originated in tectonically extruded lithospheric segments and the normal faults are the main reasons of their origin. The Novohrad basin represents syn-rift, i. e. the fault controlled phase of thermal extensional basin. The classical thermal extension back-arc basins from the Pannonian area reach only marginally the Western Carpathian space. The Nyírség basin reaches into the Moldava basin and the Roňava river valley (south of Zemplínske vrchy hills). The syn-rift development phase is represented with the Middle Miocene sediments outcropping in the Roňava river valley. They are penetrated with normal faults. The post-rift sediments of Lower Miocene age fill the Moldava basin, where the failure by faults is less intensive.

1 – 5 *Post-collisional depressions*

This category of depressions is represented with the shallow depressions without fault flexures or flexures with weak implementation of faults. The special kind of these depressions was represented by flexure, originating after inversion of the shear East Slovakian basin in Pliocene and was filled by clastic sediments of small thickness.

The second type of post-orogenic depressions is built by shallow flexures filled with clastic sediments of Poltár Formation (Pontian), locally interbedded with alkaline-basalt lavas of post-orogenic volcanism (Podrečany Formation). According to footwall the depressions were divided into two subtypes: Relicts of depressions lying on Pre-Tertiary footwall and relicts of depressions lying on Paleogene sediments of Budín basin.

The third type of post-orogenic depressions is represented with shallow extensional (?) depressions partly superimposed on erosive relicts of Lower Miocene transtensional basins in the valley of the middle Váh flow in Trenčín and Ilava basins. They are filled with coarse clastics of Pliocene age.

The last type of this group represents relicts of sediments of transtension post-collisional depressions in fore-arc setting being closed by shear or shear-normal faults. The age of prevailing clastic sedimentary filling is Sarmatian to Pliocene (Orava basin).

LITERATÚRA (REFERENCES)

- Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát III. Bratislava, Veda, 392 s.
- Andrusov, D., 1972: Sur l'ampleur de la nappe du Manín (Zone des Klippes Piénines, Carpathes Occidentales, Slovaquie). In: Geol. Zbor. Geol. carpath., roč. 23, s. 227 – 234.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the geological Structure of the West Carpathians. Guide-book for Geol. Excur. X. Congr. of Carpath.-Balc. Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 44.
- Báldi, T. a Báldi-Béke, M., 1985: The evolution of the Hungarian Paleogene basin. In: Acta geol. Acad. Sci. Hung., roč. 28, s. 5 – 28.
- Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petrík, I. a Vozárová, A., 1997: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monograph., s. 261 – 268.
- Biely, A., Buday, T., Dudek, A., Fusán, O., Kodym, O., Kopecký, I., Kuthan, M., Matějka, A., Sattran, V., a Svoboda, J., 1968: Tektonická mapa ČSSR 1 : 1 000 000. Praha, Ústf. Úst. geol.
- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Kaličák, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemček, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Bystrický, J. (ed.), 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion "D" X-th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 137.
- Ďurkovič, T., Koráb, T. a Rudinec, R., 1982: Hlboký štruktúrny vrt Zboj-1. Region. geol. Západ. Karpát, č. 16, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 76.
- Gaál, L. a Mello, J., 1983: Nové údaje o stratigrafii triasových vápencov západnej časti silického príkrovu a ich odraz v tektonickej stavbe. In: Miner. slov., roč. 15, č. 4, s. 303 – 330.
- Grecula, P., 1982: Gemicum – segment of the Paleotethyan riftogenous basin. Bratislava, Alfa, s. 1 – 263.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. In: Geol. Práce, Spr., č. 81, s. 103 – 117
- Hraško, L., Bezák, V. a Molák, B., 1997: Postorogénne peraluminózne dvojsľudné granity a granitové porfýry v kohútskej zóne veporika (oblasť Klenovec – Zlatno). In: Miner. slov., roč. 29, s. 113 – 135.
- Hovorka, D., Ivan, P. a Spišiak, J., 1984: Nappe with amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians – its position, origin and interpretation. In: Miner. slov., roč. 16, s. 73 – 86.
- Hovorka, D. a Méres, Š., 1993: Leptino-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. In: Miner. slov., roč. 25, s. 1 – 10.
- Ivan, P., Hovorka, D. a Méres, Š., 1992: Paleosoic basement of the Inner Western Carpathians – geodynamic setting as inferred from the metavolcanics studies. In: Terra nova, Abstract suppl., 2, Vol. 4, Blackwell sci. publ., 34.
- Janák, M., Pitoňák, P. a Spišiak, J., 1993: Banded amphibolic rocks from the Low and Western Tatra Mts.: evidence of the lower-crustal components in the pre-Alpine basement of the Western Carpathians. In: Pre-Alpine events in the Western Carpathians realm. Abstracts, Geol. carpath., roč. 44, č. 4, s. 260.
- Janočko, J., Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. a Lexa, J., 2003: Tectono-sedimentary evolution of Western Carpathian tertiary basins: An overview. In: Miner. slov., č. 3 – 4, s. 161 – 168.

- Jiříček, R., 1979: Tektogenetický vývoj karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. In: Maheľ, M. (ed.): Tektonické profily západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 203 – 214.
- Kohút, M. a Janák, M., 1994: Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: Field relations and petrogenetic implications. In: Geol. carpath., roč. 45, s. 301 – 311.
- Koráb, T. a Ďurkovič, T., 1978: Geológia dukelskej jednotky (Flyš východného Slovenska). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 194.
- Kováč, P. a Havrila, M., 1998: Inner structure of the Hronicum. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, s. 275 – 280.
- Kozur, H. a Mock, R., 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. In: Geol. Zbor. Geol. carpath., roč. 24, č. 2, s. 365 – 374.
- Leško, B., Samuel, O., Snopková, P., Ďurkovič, T., Smetana, J., Wunder, D., Širáňová, V., Rudinec, R., Losík, L., Píchová, E., Karkoška, F., Filková, V., Janků, J. a Hradil, F., 1987: Oporný vrt Smilno-1 (5 700 m). Region. geol. Západ. Karpát, č. 22. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Lexa, J. a Konečný, V., 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 219 – 240.
- Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Eliáš, M., Konečný, V., Less, Gy., Mandl, G. W., Mello, J., Pálenský, P., Pelikán, P., Polák, M., Potfaj, M., Radócz, Gy., Rylko, W., Schnabel, G. W., Stráník, Z., Vass, D., Vozár, J. a Zelenka, T., 2000: Geological map of Western Carpathians and adjacent areas. Bratislava, GS SR.
- Maheľ, M., 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. In: Geol. Práce, Spr., č. 21, s. 5 – 28.
- Maheľ, M., 1978: Manín tectonic unit: relations of the Klippen Belt and Central West Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath., roč. 29, s. 197 – 213.
- Maheľ, M., Kodym, O. a Malkovský, M., 1984: Tektonická mapa Československa 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Marko, F. a Kováč, M., 1996: Rekonštrukcia miocénnej tektonickej evolúcie Vaďovskej kotliny na základe analýzy štruktúrneho a sedimentárneho záznamu. In: Miner. slov., roč. 28, s. 81 – 91.
- Marschalko, R. a Kysela, J., 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol., s. 7 – 79.
- Menčík, E., Adamová, M., Dvořák, J., Dudek, A., Jetel, J., Jurková, A., Hanzlíková, E., Houša, V., Peslová, H., Rybářová, L., Šmíd, B., Šebesta, J., Tyráček, J. a Vašíček, Z., 1983: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. Praha, Academia, Úst. geol., s. 1 – 304.
- Michalík, J. a Vašíček, Z., 1987: Geológia a stratigrafia okolia ložiska spodnokriedových vápencov Butkov (manínska jednotka, stredné Považie). In: Miner. slov., roč. 19, s. 115 – 134.
- Nemčok, J., 1961: Vznik a výplň depresí v magurskom flyši na Východnom Slovensku. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, roč. 12, č. 2, s. 175 – 190.
- Németh, Z., 2002: Variscan suture zone in Gemericum: Contribution to reconstruction of geodynamic evolution and metallogenetic events of Inner Western Carpathians. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 8, č. 3 – 4, s. 247 – 257.
- Petrík, I. a Broska, I., 1993: Petrology of two granite types from the Tribeč Mountains, Western Carpathians: an example of allanite (+magnetite) versus monazite dichotomy. In: Geol. Journal (Manchester), roč. 29, s. 59 – 78.
- Petrík, I., Broska, I. a Uher, P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: Age, source rock, geotectonic setting and relation to the Variscan structure. In: Geol. carpath., roč. 45, s. 283 – 291.

- Plašienka, D., 1995: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Druhá časť: Štruktúrna geológia a paleotektonická rekonštrukcia. In: Miner. slov., roč. 27, s. 179 – 192.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, 127 s.
- Potfaj, M., 1983: Postavenie magurských pieskovcov a malcovské vrstvy na Orave. In: Geol. Práce, Spr., č. 79, s. 117 – 140.
- Potfaj, M., 1993: Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát. In: Geol. Práce, Spr., č. 98, s. 55 – 78.
- Putiš, M., Kotov, A. B., Uher, P., Salnikova, E. B. a Korikovskyy, S. P., 2000: Triassic age of the Hrončok pre-orogenic A-type granite related to continental rifting: a new result of U/Pb isotope dating (Western Carpathians). In: Geol. carpath., roč. 51, s. 59 – 66.
- Rakús, M., 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. In: Geol. Práce, Spr., č. 68, s. 21 – 38.
- Roure, F., Roca, E. a Sassi, W., 1993: The Neogene evolution of the Outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland / fold – and – thrust belt system. In: Sedimentary Geol., roč. 86, s. 177 – 201.
- Salaj, J. a Priechodská, Z., 1987: Porovnanie gosauských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Álp. In: Miner. slov., roč. 19, s. 499 – 521.
- Sikora, W., 1970: W sprawie transgresji eocenu w pieninskim paśmie skalkowym Polski. In: Kwart. geol., č. 14/1, s. 165 – 181.
- Spišiak, J., Hovorka, D. a Ivan, P., 1985: Klátov Group the representative of the Paleozoic amphibolite facies metamorphites on the Inner Western Carpathians. In: Geol. Práce, Spr., č. 82, s. 205 – 220.
- Stráňík, Z., Dvořák, J., Krejčí, O., Müller, P., Přichystal, A., Suk, M. a Tomek, Č., 1993: The contact of the North European epivariscian platform with the West Carpathians. In: J. Czech geol. Soc., roč. 38, s. 21 – 29.
- Suk, M., Reichwalder, P., Šefara, J. a Schenk, V., 1996: Regionalizace v geologických vědách. Brno, Masarykova univerzita, Folia Geologia, 38, s. 1 – 227.
- Uher, P. a Broska, I., 1996: Post-orogenic Permian granitic rocks in the Western Carpathian – Pannonian area: geochemistry, mineralogy and evolution. In: Geol. carpath., roč. 47, s. 311 – 321.
- Vass, D. a Pereszlényi, M., 1998: Assymmetric lithosphere stretching in Danube basin. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 4, č. 1, s. 61 – 74.
- Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1988: Molase basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene – its evolution and geodynamic character. In: Geol. Zbor. Geol. carpath., roč. 39, č. 5, s. 539 – 561.
- Vozárová, A., 1993: Proveniencia metapieskovcov gelnickej skupiny a vzťah ku paleotektonike sedimentačného bazénu. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož., č. 16, s. 7 – 54.
- Vozár, J. a Vozárová, A., 1992: Strednokarbónsky flyš v Západných Karpatoch – príspevok k tektonike južnej časti Slovenského rudohoria na základe výsledkov vrtu BRU-1, Brusník. In: Miner. slov., roč. 24, č. 1 – 2, s. 53 – 62.

**VYSVETLIVKY
K TEKTONICKEJ MAPE
SLOVENSKEJ REPUBLIKY**

**EXPLANATIONS
TO THE TECTONIC MAP
OF SLOVAK REPUBLIC**

1 : 500 000

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004.

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Preklad do anglického jazyka: Ing. Zoltán Németh, PhD.

Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Návrh obálky: Mgr. Marián Stercz

Náklad: 750 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Štátny geologický ústav
Dionýza Štúra, RC Spišská Nová Ves.

ISBN 80 – 88974 – 65 – 8



9 788088 974659

ISBN 80-88974-65-8