

# GEOGRAFICKÝ ČASOPIS

53

2001

2

*Ladislav Dzurovčin\**

## MORFOŠTRUKTÚRY POLONÍN A ICH POSTAVENIE V MORFOŠTRUKTÚRNOM PLÁNE VÝCHODNÝCH KARPÁT

**L. Dzurovčin:** Morphostructure of the Poloniny Mts. and their position in the morphostructural plan of the Eastern Carpathians. *Geografický časopis*, 53, 2001, 2, 6 figs., 32 refs.

The Poloniny Mts. are situated in the NE of Slovakia. They form an independent geomorphological unit in the framework of high Flysch mountain ranges. They are built by claystone and limestone rocks of the Dukla unit. Morphostructural building of the territory was analyzed by means of satellite images and confronted with the results of field mapping. Single morphostructures of the studied territory represent brachysynclines and brachyanticlines with partial application of fault tectonics. These are considerably destroyed and today represent the passive structures exhumed in the relief-forming stage of the neotectonic phase. The relief reflects the geological structure where the individual erosional forms are linked to lower geomorphologic resistance or to faults. Remains of planated surfaces, which survive in top parts of the individual massifs suggest planation of the original folded mountain range. Stages of gradual uplifting and erosional division of the territory followed the denudation period of the neotectonic stage.

**Key words:** relief of fold structures, planated surfaces, valley network, Poloniny Mts., Eastern Carpathians

### ÚVOD

Poloniny sa nachádzajú na severovýchodnom Slovensku v blízkosti Poľska a Ukrajiny. Ich hlavná časť je na území Ukrajiny a Poľska. Slovenské Poloniny – Bukovské vrchy susedia na severe s orografickým celkom Bieszczady Zachod-

\* Katedra geografie a geoekológie, Fakulta humanitných a prírodných vied, Prešovská univerzita,  
ul 17. Novembra 1, 080 16 Prešov

nie, na východe s orografickým celkom Polonina Rovna. Sú budované flyšovými horninami dukelskej jednotky.

Bukovské vrchy kótami Kremenc (1221), Ďurkovec (1188), Plaša (1162), Strub (1012) na poľsko-slovenskej hranici prekračujú nadmorskú výšku 1000 metrov. Hraničný hrebeň s Ukrajinou tvoria Stinská (1019) a Rožok (793). Masívy Veľkého Bukovca (1012), Malého Bukovca (Stolová 932), Kučalatý (917), Nastazu (Stredný grúň 807), Magury (655) a Skury (857) spolu s pohraničnými hrebeňmi uzatvárajú vnútrohorské kotliny (Ruskú, Runinskú, Sedlickú a Uličskú), respektívne úzke erózno-denudačné brázdy.

Cieľom práce je identifikovať jednotlivé morfoštruktúry územia. Keďže existujúce morfoštruktúry presahujú hranice nášho územia, analyzovalo sa aj širšie zázemie Polonín, a to tak na Ukrajine, ako aj v Poľsku. Práce sa robili v rokoch 1993-1997 v rámci medzinárodného projektu MAB – UNESCO pre trilaterálnu biosférickú rezerváciu Východné Karpaty, od roku 1999 v rámci projektu VEGA – 1/6206/99 – „Podiel endogénnych a exogénnych procesov na formovaní reliéfu a morfoštruktúrneho plánu dukliansko-bukoveckého flyšu“. Autor mal početné kontakty tak na poľskej, ako aj ukrajinskej strane, kde sa taktiež zúčastňoval terénnych výskumov.

Reliéf Polonín je výsledkom pôsobenia endogénnych procesov, ktoré formovali ich morfoštruktúru, ako aj procesov exogénnych, ktorými bola formovaná ich morfokultúra. Endogénne sily sa prejavili vo forme vrásnenia a následných tektonických pohybov, exogénne vo forme erózie, denudácie a akumulácie. Jednotlivé procesy pritom pôsobili na reliéf vo vzájomnej interakcii.

- *Vrásnenie* sa prejavilo formovaním brachyantiklinál a brachysynklinál, mimo územie Polonín (severne od Ustrzyk Górných – obr. 5 a 6) aj vrásami jurského typu. Prvotná vrássová štruktúra je značne deštruovaná neskoršími procesmi planácie, tektonickými pohybmi, ako aj následnou eróziou a denudáciou. Vrásnenie sa prejavilo v makroštruktúre územia a v priestorovom rozložení monoklinálnych hrebeňov a vnútrohorských kotlin. Keďže po ukončení vrásnenia bolo toto územie zarovnané a tektonicky deformované, jednotlivé morfoštruktúry, tvoriace makroformy reliéfu, sú čiastočne exhumované spod starších sedimentov.
- *Zlomová tektonika* sa prejavila rozlámaním územia na dielčie kryhy a jeho celkovým vyzdvihnutím. V reliéfe sa prejavuje generálnou orientáciou morfoštruktúr, ako aj v tvare dolinnej siete.

Morfologická individualizácia pohorí podmienila nástup procesov exogénnej modelácie, ktoré čiastočne deštruovali vystupujúce morfoštruktúry. Jednotlivé procesy exogénnej modelácie sa prejavili vznikom špecifických foriem morfokultúry, ktoré sú sledovateľné v dnešnom reliéfe, a poukazujú na paleogeografický vývoj územia. Sú to predovšetkým výsledné formy procesov zarovnávania, erózie, perigaciálnej, svahovej a fluviálnej modelácie, ako aj akumulácie kvartérnych sedimentov.

- Zarovnané povrchy, doliny, perigaciálne hôrky, tvrdoše a sedlá sú výsledkom *erózie a denudácie*. Zarovnané povrchy boli formované procesmi peneplenácie a sedimentácie, doliny prevažne eróziou, ostatné formy procesmi perigaciálnej modelácie.

- Riečne nivy, riečne terasy a zosuvy boli formované *erózno-akumulačnými procesmi*. Riečne nivy a riečne terasy formovali procesy fluviálnej modelácie, zosuvy procesy svahovej modelácie.
- Náplavové kužele a delúviá boli formované *procesmi akumulácie*.
- Kameňolomy, štrkoviská a násypy sú výsledkom *antropogénnej činnosti*.

## MORFOŠTRUKTÚRNA ANALÝZA RELIÉFU

Morfoštruktúrna stavba sledovaného územia bola analyzovaná pomocou satelitných snímok a konfrontovaná s terénnymi poznatkami. Analyzovalo sa tiež širšie okolie za účelom globálneho poznania procesu formovania jednotlivých morfoštruktúr. Analýza spočívala v identifikovaní jednotlivých makro a mezoformiem reliéfu, štúdiu ich vnútornnej stavby, ako aj v identifikovaní deštrukčných procesov rozrušujúcich pôvodné morfoštruktúry. Z tohto dôvodu sa najväčšia pozornosť venovala geologickým pomerom – predkveterným útvaram, kvartérnym sedimentom a tektonickej stavbe, ako aj procesom exogénnej modelácie – zarovnaným povrchom a dolinnej sieti.

### Analýza geologických údajov

*Predkvartérne útvary* tvoria rigidné komplexy flyšových hornín, ktorých úložné pomery nám poukazujú na tektonické procesy, prebiehajúce počas a po vyvrásnení flyšovej geosynklinály.

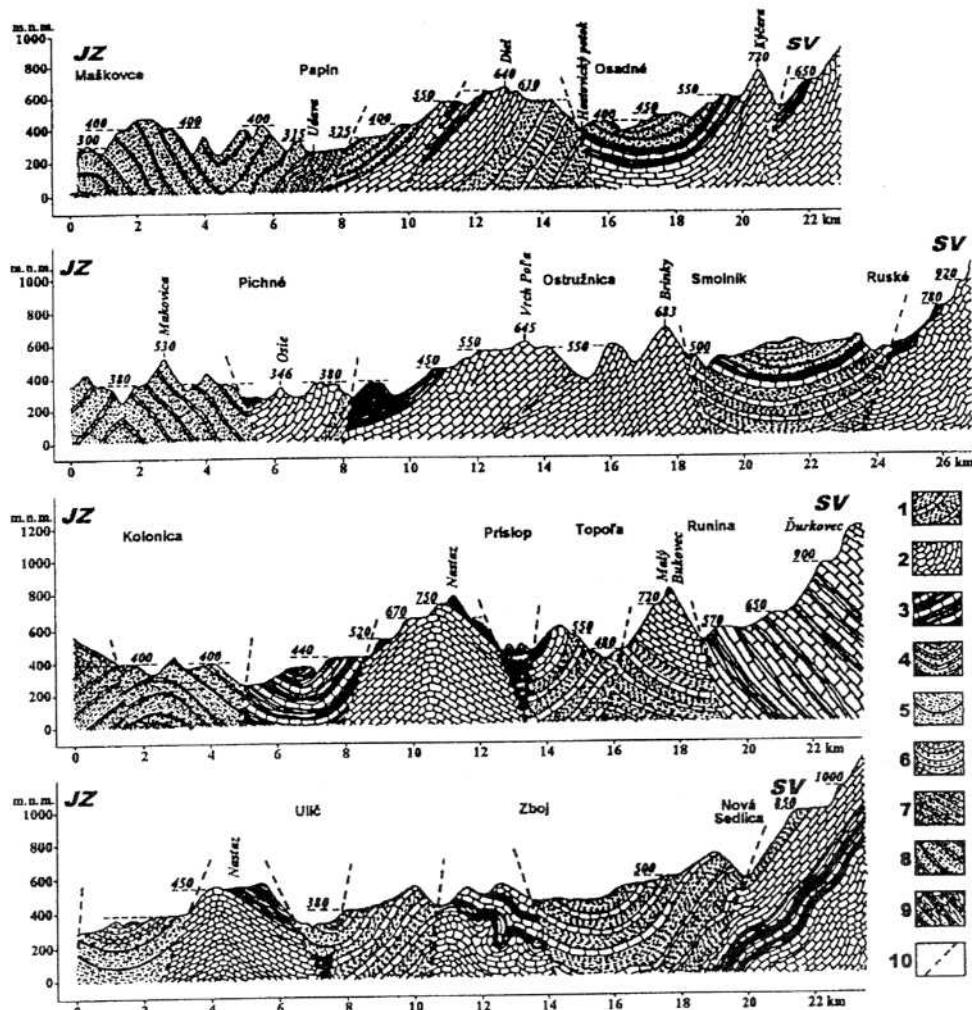
Vonkajšie Karpaty (flyšové pásmo) predstavujú terciérnu sústavu bezkorených príkrovov, t. j. od podkladu odlepených sedimentárnych sekvencií, ktoré boli presunuté na severoeurópsku platformu. Na západe nadvádzajú na Rýnsko-dunajský flyš (Peninské Alpy), na východe pokračujú mohutným flyšovým vývojom na Ukrajine (Poloniny, Gorgany) a v Rumunsku. Ich mocnosť presahuje 5000 metrov. Sedimentovali vo flyšovom bazéne. Flyšové horniny v území sa vyznačujú pestrým litologickým zastúpením a intenzívnym prevrásnením. Prieskorové rozloženie hornín zastúpených v území odráža sedimentačné prostredia vo flyšovom mori, ako aj paleogeografický vývoj v období ich sedimentácie. Znamená to, že na okrajoch mora prevládali klastické až psamitické sedimenty, v centrálnych častiach peliticke sedimety. Na kontinentálnych svahoch dochádzalo k turbiditným prúdom a zosuvom, ktoré často porušili gradačnú sedimentáciu v stabilnejších častiach bazénu. V závislosti od paleogeografického a tektonického vývoja sú vo flyšových horninách zastúpené tenké vrstvy vápencov, ale aj produkty kyslého vulkanizmu – těšinity, pikrity. Štruktúrna pestrosť je výsledom členitosti trógu so širšími panvami, oddelenými úzkymi kordilérami (Mahel' 1986). V jednotlivých panvách prebiehala špecifická sedimentácia, čo malo za následok vznik základných skupín flyša (Plašienka et al. 1997):

- Sliezsko-moldavskej (tiež Krosniansko-menilitovej) skupiny príkrovov,
- Magurskej skupiny príkrovov.

Tieto skupiny majú zložitú vrásovo-šupinatú stavbu. Sú charakteristické individuálnym zastúpením litologických jednotiek, ktoré predstavujú samostatné príkrovov nasunuté smerom k juhozápadu, resp. k severovýchodu.

Územie Polonín je budované výlučne flyšovými horninami, ktoré sedimentovali v priebehu vrchnej kriedy a paleogénu. Je tu zastúpená Sliezska (Kros-

nianska) skupina príkrovov reprezentovaná *duklianskou jednotkou*. Tvoria ju vrstvy v neporušenej stratigrafickej postupnosti od vrchnej kriedy do spodného oligocénu (obr. 1). V rámci jednotky sú vyčlenené lupkovské, cisnianske, podmenilitové, menilitové, cergowské a zbojské vrstvy. Vrstvy vykazujú znaky intenzívneho prevrásnenia.



Obr. 1. Priečne profily Poloninami a ich vzťah k susedným morfoštruktúram. Spracované na báze podkladov Leška (1964) a Korába (1983).

1. lupkovské vrstvy – flovce a jemnozrnné pieskovce, 2. cisnianske vrstvy – pieskovcový flyš, 3. podmenilitové vrstvy – pestré flovce a jemnozrnné pieskovce, 4. papínske vrstvy – flovce + pieskovce, 5. menilitové vrstvy – prevažne flovce, 6. cergowské vrstvy – flovce + pieskovce, 7. belověžské vrstvy – flovce + tenkodoskovité pieskovce, 8. zlínské vrstvy – flovce + kremenné pieskovce, 9. vulkanity, 10. zlomy.

- *Lupkovské vrstvy* (Leško et al. 1960) sú najstaršie. Tvoria ich čierne a sivé ľlovce, striedané s 5-60 cm hrubými vrstvami konvolútne laminovaných siltovcov a jemnozrnných pieskovcov. Vo vyšej časti súvrstvia sa objavujú tiež građačne zvrstvené hrubozrnné pieskovce až mikrokonglomeráty a celkový obsah pieskovcov smerom do nadložia mierne vzrástá. Zriedkavé sú ľlovce červenej farby (južne od obce Zboj), resp. zlepence s exotickým materiálom. Vrstvy sú hrubé do 1000 metrov (Nová Sedlica), inde len 300 až 400 metrov. Stratigraficky patria do albu až paleocénu. Ich súčasťou sú tiež vápnité inoceramové vrstvy, už predtým vyčlenené Matějkom (1964) a Leškom (1964).
- *Cisnianske vrstvy* (Leško et al. 1960) predstavujú hruborytmický flyš. Vyvíjajú sa postupne z lupkovských vrstiev. Sú pieskovcovým flyšom so sporadic-kými vložkami sivých piesčitých ľlovcov a mikrokonglomerátov. Vek vrstiev je paleocén - spodný eocén. Maximálna hrúbka 800-1000 metrov (Nová Sedlica). Smerom k severovýchodu, juhozápadu a západu sa postupne stenčujú až na 200 metrov. Lavice pieskovcov sú hrubé 60-120 cm, menej 300-600 cm.
- *Podmenilitové vrstvy* (Šwidziński 1934) sú typickým drobnorytmickým flyšom s absolútou prevahou pelitov (10:1 až 20:1). Ľlovce majú sivú, zelenú a červenú farbu (červené ľlovce sú typickým znakom súvrstvia). Striedajú sa s pieskovcami a siltovcami (5-50 cm) rôznych petrografických typov. Ich vek je spodný až stredný eocén. Maximálna hrúbka 800-1000 metrov (Runina, Stužica). V južnej časti duklianskej jednotky je ich hrúbka redukovaná.
- *Menilitové vrstvy* (Glocker 1843, Paul 1868) sú nadložím papínskych vrstiev. Ich spodnú časť tvoria čierne vápnité ľlovce (resp. na severozápade pieskovce zo Mszanky). V strednej časti vystupujú čierne rohovce a čierne nevápnité ľlovce. Najvyššie leží komplex čiernych vápnitých ľlovcov so sporadickými vložkami vápnitých sivých ľlovcov a jemnozrnných vápnitých pieskovcov. Ich vek je vrchný eocén až spodný oligocén. Mocnosť 200 až 400 metrov.
- *Cergowské vrstvy* sú charakteristické vápnitým drobnorytmickým flyšom. Tvoria vrchné vrstvy duklianskej jednotky. Dosahujú hrúbku 100-300 metrov. Sú v nich zastúpené vápenaté laminované siltovce a jemnozrnné pieskovce, ktoré sa striedajú so sivohnedými vápenatými ľlovcam s vložkami čiernych vápenatých ľlovcov. V spodnej časti sa nachádza pieskovcový komplex, tvorený hrubozrnnými drobovými vápenatými pieskovcami. V strede celého súvrstvia sa nachádza korelačný obzor tylavských vápencov. Má hrúbku od niekoľkých centimetrov do niekoľko metrov. Ich vek je spodný oligocén.
- *Zbojské vrstvy* (Ďurkovič et al. 1982) tvoria komplex masívnych pieskovcov s vložkami ľlovcov a pieskovcov, s prechodom do drobnorytmického flyšu až ľlovcov. Vrstvy dosahujú mocnosť viac ako 1000 metrov. Ich stratigrafické záradenie nie je v súčasnosti dostatočne zdokumentované.

*Kvartérne sedimenty* tvoria celý rad genetických typov svahových, aluviálnych a proluviálnych sedimentov (Dzuovčin 1997c). Ich mocnosť, ale aj postavenie v reliéfe poukazujú na celkové paleogeografické pomery počas kvartéru, a tým tiež na tektonické poruchy vzniknuté v najmladšej fáze neotektonickej etapy.

Svahové sedimenty sú tvorené svahovými delúviami, kamennými prúdmi a produktami zosúvania. Aluviálne sedimenty sú zastúpené štrkami a pieskami

riečnych terás a riečnych nív. Proluviálne sedimenty sú v území zastúpené náplavovými kužeľmi a náplavovými suťovými kužeľmi.

- *Svahové delúviá* sú produkтом vzájomného pôsobenia viacerých procesov. Na ich vzniku sa zúčastnili procesy zvetrávania, pomalé pohyby typu plazenia (creep) a soliflukcia. Množstvo zvetraného materiálu je priamo závislé od geomorfologickej hodnoty hornín. Zvetrávaniu najviac podliehajú súvrstvia drobnorytmického flyšu, kde sa detailne striedajú vrstvy florcov a pieskovcov. Najodolnejšie voči zvetrávaniu sú masívne pieskovce. V závislosti od kvality prostredia kolísce množstvo zvetralín v rozmedzí od 5 do 10 metrov (Midriak 1988). Zvetraliny tvoria prevažne drobné úlomky florcov s balvanmi a blokmi pieskovcov. Tie sú v hlinitej matrix. Sú prevažne chaoticky usporiadane, čo poukazuje na pomalé presúvanie celého zvetralinového plášťa (talus creep).
- *Kamenné prúdy (stone streams)* sú produkty zvetrávania flyšových hornín uložené v dnach svahových dolín. Tvoria ich ostrohranné úlomky pieskovcov a florcov v hlinito-flovitej matrix. Sú chaoticky usporiadane. Lokálne sú aj bloky pieskovcov. V dnach dolín dosahujú veľké mocnosti (aj cez 10 m). V čase veľkých zrážok pri nasýtení vodou sú náchylné na premiestňovanie.
- *Akumulácie zosuvov* sú zastúpené celým genetickým radom. Tvoria ich produkty plazivých pohybov blokového typu, produkty zosúvania, ale aj produkty skalných rútení. Predstavujú až do 20 m hrubé pokrovky chaoticky usporiadanych skalných úlomkov, svahových hlín, ale aj pieskovcových blokov. Na povrchu sa zosuvy prejavujú zvlnením reliéfu. V depresiach medzi jednotlivými kryhami sú zosuvné jazierka, mokrade a rašelinistiá. Na povrchu blokových polí sú často uložené skalné bloky vo forme blokovisk.
- *Sedimenty riečnych terás* tvoria pokrovky štrkov v piesčitej až hlinitopiesčitej matrix. Vypĺňajú takmer súvisle dná vnútrohorských kotlín a eróznych znížení. Vystupujú vo forme plošín pozdĺž riečnych tokov, ktoré sú do nich zarezané. V území sú zastúpené akumulačnými terasami, vytvorenými súvisle z aluviálnych štrkov, resp. terasami zloženými so zarovnaným skalným podkladom na báze štrkov.
- *Sedimenty riečnych nív* vytvárajú úzke ploché povrhy pozdĺž koryta toku. Tvorí ich tenká vrstva štrkov, resp. piesčitých štrkov. Sú v dosahu pravidelných inundácií, čo spôsobuje pravidelné ukladanie transportovaného materiálu v blízkosti tokov. Ten je ukladaný vo forme štrkových lavíc hrubých aj do 5 m. Riečne nivy v sledovanom území môžeme hodnotiť ako kamenice. Toky v priestore riečnych nív meandrujú, ale tiež divočia za vzniku aj niekoľkých riečnych koryt.
- *Sedimenty náplavových kužeľov* vytvárajú pokrovky skalných úlomkov v hlinitej matrix, akumulované pri vyústení svahových dolín na ploché povrhy riečnych nív a terás. Ich mocnosti kolísu od 1 m až do 10 m v čele kužeľov. Kužele sú mierne sklonené smerom k doline.
- *Sedimenty náplavových suťových kužeľov (debris flow deposits)* vytvárajú kužele malých rozmerov. Sú produkтом kamenných prúdov pri vyústení krátkych, no strmých svahových dolín na dno údolia. Budované sú ostrohrannými úlomkami pieskovcov a florcov, lokálne s blokmi pieskovcov. Sú nevytrydené, v hlinito-flovitej matrix.

*Tektogénny, ako aj geomorfologický vývoj územia bol zložitý, čo sa odrazilo aj v štruktúrnom usporiadani hornín a vo výslednej forme morfoštruktúr. Oblast' vonkajších Karpát prešla v alpínskej etape viacerými fázami tektogénneho a orogénneho, ako aj geomorfologického vývoja.*

*Na tektogénnom vývoji sledovaného územia sa zúčastnili vrásnivé pohyby vo flyšovej geosynklinále za vzniku bezkoreňového duklianského príkrovu, zatláčaného od severovýchodu k juhozápadu. Jednotlivé vrstvy boli detailne prevrásnené za vzniku brachysynklinál a brachyantiklinál, ale aj vrás jurského typu. V sledovanom území boli doteraz rozlíšené:*

1. synklinálne pásma stužické, Runiny a darské,
2. antiklinálne pásma novosedlické, Malého Bukovca a nastazské (Koráb a Ďurkovič 1978), antiklinála Veľkého a Malého Bukovca (Leško 1964),
3. hostovická vrása, vrás Brincovej (Leško 1964).

*Orogénny vývoj územia prebiehal v dvoch štadiách – posttektogénnom a reliéfotvornom, ktoré boli od seba oddelené denudačným štadiom neoalpínskej etapy (Dzurovčin 1997b).*

- Posttektogénne štadium je charakteristické postupným výzdvihom zvrásnených sedimentov flyšového trógu. O tomto výzdihu vieme len veľmi málo. Poukazuje na to planačný povrch denudačného štadia (planinový povrch), ktorý zároveň pôvodne vyzdvihnuté vrássové štruktúry. Na veľkosť, ale aj typ poukazuje morfokultúra územia, ktorá priestorovým usporiadaním dolnej siete a typom hrebeňov odráža pôvodné brachyvrássové štruktúry.
- Orogénny vývoj v reliéfotvornom štadiu rozčlenil staršie tektonické jednotky sústavou pozdĺžnych a priečnych zlomov. Na ne sa viaže súčasná riečna siet, ale aj dnešné morfoštruktúry.

### **Analýza zarovnaných povrchov**

Nachádzajú sa v území vo viacerých generáciách. Ich zvyšky vystupujú vo forme vrcholových plošín, stupňov na svahoch, či nesúvislých pruhov pozdĺž tokov. Od úpäťia k vrcholu jednotlivých morfoštruktúr sú v súčasnosti zachované 2-3 zarovnané povrhy. Jednotlivé generácie boli rozlíšené na základe ekvivalentných absolútnych a relatívnych výšok. Už z prvotných analýz vyplýva, že ich absolútна výška stúpa od juhu k severu. Najvyššie hodnoty dosahuje v pohoriach tvoriačich hranicu medzi Poľskom a Slovenskom. Na poľskej strane opäť klesá smerom do predkarpatských kotlín a nížin.

Priame datovanie veku zarovnaných povrchov je vo flyšových súvrstviach pre absenciu objektívnych dôkazov obtiažne. Môžeme ich však na základe ich absolútnej a relatívnej výšky, ako aj na základe ich morfologických znakov porovnať so zarovnanými povrchmi vyčlenených v južnejšie položených územiach (Dzurovčin 1990, 1998). Tie sú budované neogénymi horninami, ktorých vek je stanovený dosť presne. Na základe toho sme v území vyčlenili nasledujúce generácie zarovnaných povrchov:

*Planinový povrch* – je výsledkom bádensko-panónského štadia tektonickej stability. Povrch je polygenetický. Južne od opisovaného územia je vytvorený na pevných vulkanických horninách, ale aj na sedimentoch neogénu. Zrezáva staršie neovulkanity a je prekrytý vulkanickými formáciami najmladšieho vulkanizmu, čo nám umožňuje presné datovanie doby jeho vzniku. V území vystu-

puje vo forme vrcholových plošín v nadmorských výškach okolo 400-550 m na juhu (Nastaz), respektíve vo forme stupňov na svahoch v nadmorských výškach do 900-1000 m na pohraničnom hrebeni. Jeho relatívna výška je okolo 300 m nad dnami hlavných dolín. Je ekvivalentom stredohorskej rovne, opisovanej v starších prácach pojednávajúcich o formovaní slovenskej časti Karpát (Mazúr 1963, 1964, 1965; Mazúr a Činčura 1975). Ekvivalenty tohto povrchu nachádzame aj na Ukrajine a v Poľsku.

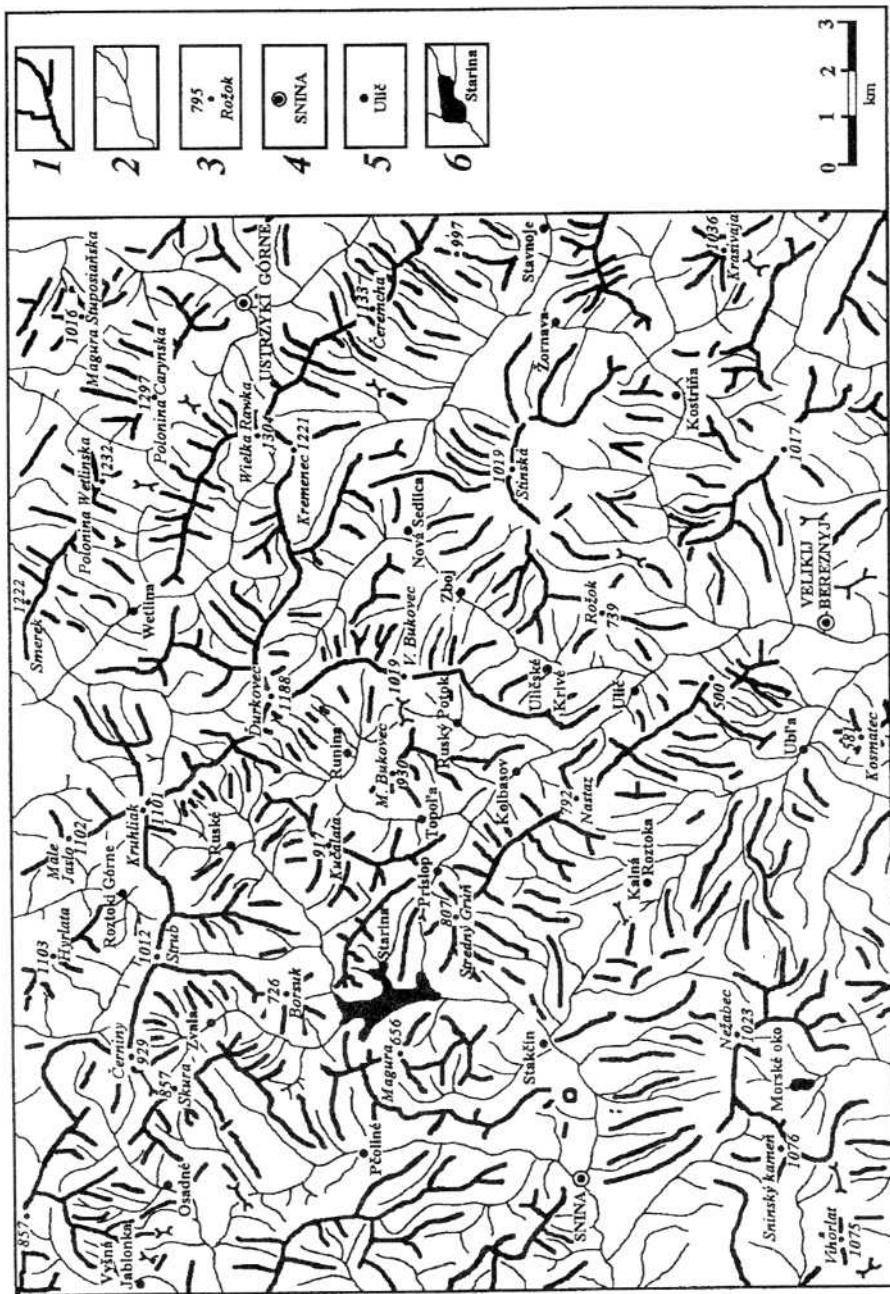
*Svahový povrch* – je výsledkom pontského štátia tektonickej stability. Vystupuje vo forme úzkych pruhov na svahoch jednotlivých morfoštruktúr v nadmorských výškach 400 až 500 metrov. Na pohraničnom hrebeni dosahuje nadmorské výšky až 650-700 m. Jeho relatívne výšky nad súčasnými tokmi sú 200 i viac metrov. Výsledkom zarovnávania sú aj kaolínové fly typu fire clay, uložené v neogénnych sedimentoch podvihorlatskej oblasti. Ekvivalentné povrhy sú opísané aj v poľskej časti Karpát – resp. v oblasti Ukrajinských Karpát.

*Poriečny povrch* – je výsledkom vrchnoplaciocénneho štátia tektonickej stability. Povrch kopíruje zmenu nadmorskej výšky tokov. Vystupuje vo forme pruhov pozdĺž všetkých väčších karpatských riek v relatívnych výškach 70 až 150 metrov. Jeho absolútne výšky na juhu Polonín sú okolo 300 m n.m., na severe až 650 m n.m. Je ekvivalentom poriečnej rovne opísanej v starších prácach pojednávajúcich o formovaní slovenskej časti Karpát (Mazúr 1963, 1964, 1965; Mazúr a Činčura 1975; Lukniš 1964, 1972). Jeho vek je jednoznačne určený kvartérnymi formami, ktoré ho rozrušujú, a faktom že v južných oblastiach Slovenska zrezáva popanónske štrkové formácie. Ekvivalentné povrhy nachádzame aj na Ukrajine a v Poľsku.

### Analýza dolinnej siete

Tvar dolinnej siete odráža tak geologickú štruktúru, ako aj časové pôsobenie tektonických procesov v širšom zázemí sledovaného územia. Hlavné doliny sledujú dva základné smery, ktoré odpovedajú alpínskej tektonike Karpát – severozápad – juhovýchod a severovýchod – juhovýchod (obr. 2). Lokálne sa vyskytujú aj severojižné smery (Kubíny 1969, Mahel 1969, 1986, Dzurowčin 1997b).

1. Doliny smeru severozápad – juhovýchod sledujú osi vrás paleogénnych súvrství, respektíve zlomové línie neoalpínskej orogenézy. Sem treba zaradiť doliny v Smolnickej brázde, t.j. hlavný tok Uličky od Zabroda (Ukrajina) po Príslop, horný tok Stružnice, horné toky Stužice a Zbojského potoka. Tento smer sledujú aj hlavné toky drenujúce výraznú znížinu, vytvorenú medzi vulkanickými a flyšovými pohoriami Východných Karpát. Sem môžeme zaradiť predovšetkým Ubliansku pahorkatinu, ktorá na severozápade nadväzuje na Papínsku brázdu. Zníženina je veľmi výrazne vyvinutá na Ukrajine, kde sleduje celý severozápadne – juhovýchodný priebeh Východných Karpát.
2. Doliny smeru severovýchod – juhovýchod priečne prerezávajú paleogénne vrásy. Sú založené na zlomových líniach neoalpínskej orogenézy. Patrí sem horný tok Cirochy medzi Veľkou Poľanou a Ruským, hlavný tok Zbojského potoka, ale aj niektoré ľavostranné prítoky Pčolinky.
3. Doliny severojižného smeru insekventne narezávajú svahy pozitívnych morfoštruktúr. Tvoria krátke svahové prítoky hlavných tokov.



Obr. 2. Mapa chrbátnic a údolníc.  
 1. chrbátnice, 2. údolnice, 3. koty, 4. mestá, 5. osady, 6. vodné plochy

Usporiadanie dolinnej siete odráža štruktúrne pomery v území.

- Riečna sieť Uličky je v pramennej časti koncentrická, d'alej je len mierne asymetrická. V Smolnickej brázde je výrazne asymetrická, s krátkymi pravostrannými svahovými prítokmi odvodňujúcimi Nastaz a dlhými ľavostrannými prítokmi odvodňujúcimi erózne kotliny a brázdy. Povodie má širokú pramennú oblasť, v Uličskej kotline sa zužuje.
- Riečna sieť Zbojského potoka je v dolnej časti toku symetrická, v priestore Novosedlickej kotliny je opäť výrazne asymetrická, s krátkymi ľavostrannými prítokmi a dlhými, vodnatými pravostrannými prítokmi odvodňujúcimi Bukovce.
- Riečna sieť Cirochy je v pramennej časti koncentrická, d'alej od Veľkej Polany výrazne asymetrická, s krátkymi ľavostrannými prítokmi a výraznými pravostrannými prítokmi Smolník a Stružnica.
- Riečna sieť Udavy je v sledovanej časti koncentrická.

Ak skúmame vzťah dolinnej siete ku geologickej štruktúre, musíme ju hodnotiť ako insekvencentnú. Je to zapríčinené zložitým prevrásnením Bukovských vrchov, kde v súčasnosti toky tečú v rôznej pozícii voči podložným zvrásneným horninám. Je to badateľné v korytách tokov. Môžeme tu rozlíšiť úseky (obr. 3):

- *synklinálne* – ležiace zhodne s priebehom osi synklinály,
- *antiklinálne* – vyerodované v osiach antiklinál,
- *izoklinálne, tiež monoklinálne* – ležiace rovnomerne s osou sklonu,
- *diaklinálne* – pretekajúce priečne cez antiklinálu.

V nadväznosti na geologickej štruktúre aj existujúce vodopády a skalné prahy majú rôzne tvary. Sú tu vodopády kolmé, schodovité, zdvojené i nachýlené. Mnohé skalné prahy sú tvorené subhorizontálne uklonenými pieskovcovými vrstvami, ktoré stabilizujú dno toku. Ak sú pieskovcové lavice v kolmej pozícii voči zemskému povrchu, v takomto prípade usmerňujú tok vody. Ak sú kolmé lavice v šikmej pozícii voči korytu toku, ovplyvňujú smer prúdu. Výsledkom býva jednosmerná erózia brehov za vzniku zosuvov. Ak sú kolmé lavice paralelné s korytom toku, stabilizujú ho. Výsledkom sú dlhé a rovné úseky tokov, ktoré sú z hľadiska bočnej erózie vysoko stabilné.

## MORFOŠTRUKTÚRY POLONÍN

Z morfoštruktúrnej analýzy reliéfu vyplývajú nasledujúce skutočnosti: Územie Polonín má zložitú brachyvrássovú stavbu. Morfoštruktúry predstavujú vyprerované brachysynklinály a brachyantiklinály s čiastočným uplatnením zlomovej tektoniky. Vrásy jurského typu sú zachované mimo sledovaného územia v severných a západných častiach Beskýd. Zo satelitných snímkov Landsat (obr. 4), ako aj na základe morfológie, tektonického postavenia, štruktúrneho usporiadania hornín a iných diagnostických znakov sa dajú v území analyzovať nasledujúce morfoštruktúry (obr. 5 a 6):

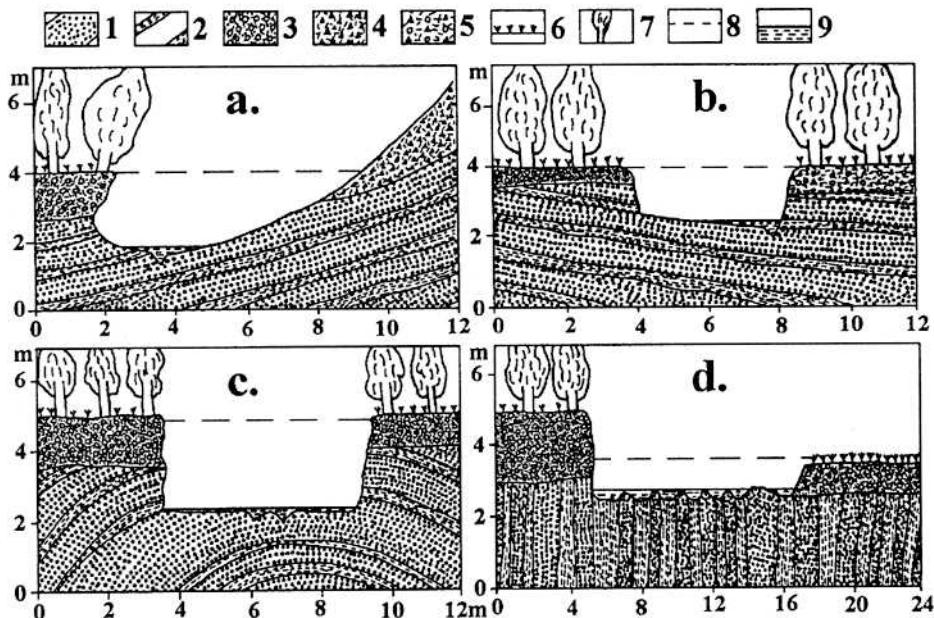
a. *Kostriňská brachyantiklinála* predstavuje brachyvrásu, ktorej centrálné časti boli denudované a v súčasnosti sú v nich zarezané riečne toky Už a Luta. Väčšina štruktúry leží na území Ukrajiny, len jej severozápadná časť (hrbát Stinskej 1092 m n.m.) leží na našom území. Na juhovýchode sa ponára pod bra-

chyantiklinálu Poloniny Runy (1479 m n.m.). Medzi Žornavou a Černogolovou výrazne vystupuje zlomová línia severojužného smeru. Centrálna časť štruktúry je erózne deštrúovaná. V okolí Žornavy vystupujú malé brachyantiklinály (ab, ac), tvoriace súčasť rozsiahlej brachyantiklinály.

*aa. Stinská* vytvára oblúkovitú morfoštruktúru nad Zbojom. Vystupuje ako monoklinálny chrbát na krídle brachyantiklinály. Je budovaná cisnianskymi vrstvami. Jej svahy sú takmer súvisle porušené zosuvmi blokového typu.

*b. Velkorawská brachyantiklinála* predstavuje brachyantiklinálu smeru západoseverozápad – východo-juhovýchod medzi Novou Sedlicou na Slovensku a Wetlinou v Poľsku. V reliefe sa prejavuje vo forme monoklinálnych chrbtov oblúkovitého usporiadania s najvyšším bodom na Vielkej Rawke (1307 m n.m.). V jej centrálnych častiach je zarezaný horný tok Solinky. Na slovenskej strane vystupuje krídlo brachyvrásy (*ba*) v priestore nad dolinou Zbojského potoka, medzi Kremencom (1221 m n.m.) a Jarabou skalou (1167 m n.m.). Od susedných morfoštruktúr je oddelená sedlami pod Čiertažou a pod Ďurkovcom. Je budovaná cisnianskymi vrstvami. V oblasti Stužice toto krídlo po vrstvách narezala Stužická rieka.

*c. Bukovecká brachyantiklinála* predstavuje rozsiahlu brachyvrásu v priestore Runiny, Topole a Ruského Potoka. Jej centrálna časť je zdenuďovaná za vzniku



Obr. 3. Formy riečnych korýt založených v skalných horninách (Dzurovčin 1996).

a. skalné koryto založené v asymetrickej doline, narezávajúce šikmo uložené vrstvy, b. skalné koryto založené v riečnej nive, narezávajúce šikmo uložené vrstvy, c. skalné koryto priečne prerezávajúce antiklinálu, d. skalné koryto prerezávajúce anaklinálne uložené vrstvy

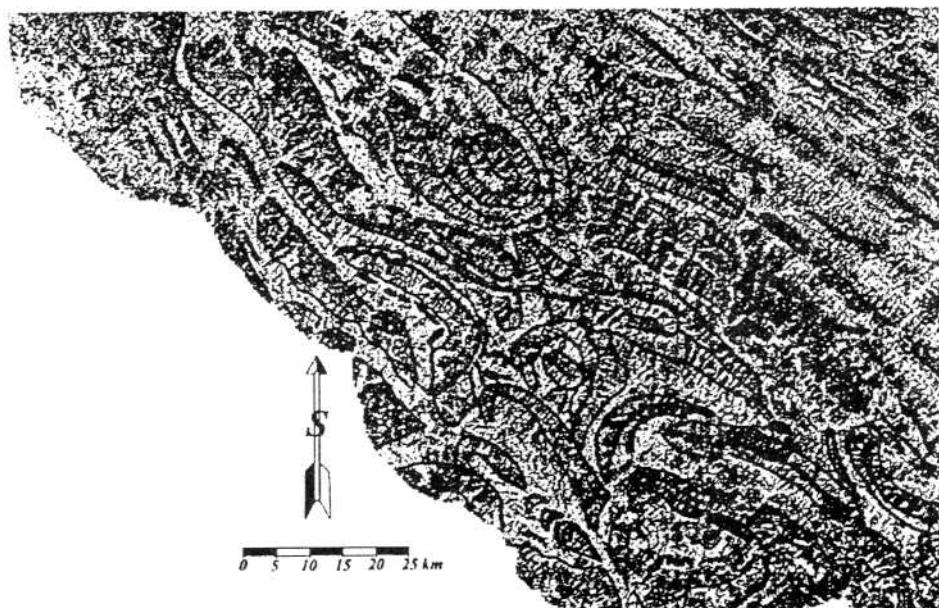
1. lavice pieskovcov, 2. flórove súvrstvia, 3. štrky a piesky riečnych terás, 4. svahové sedimenty, 5. sedimenty dejekčných kužeľov, 6. bylinný pokrov, 7. stromy, 8. hladina rieky pri vysokých vodných stavoch, 9. hladina rieky pri nízkych vodných stavoch

ku eróznych kotlín a brázd Runinskej, Topoľčanskej a Ruského potoka. Brachyantiklinála sa v súčasnom reliéfe prejavuje monoklinálnymi hrebeňmi Veľkého Bukovca (1012 m n.m.), Ďurkovca (1189 m n.m.), Plaše (1163 m n.m.), Saganovca (802 m n.m.), Kučalaty (917 m n.m.), Hajdoška (921 m n.m.), Lesíka (579 m n.m.). Hrebene sú budované masívnymi pieskovcami cisnianskych vrstiev, respektívne podmenilitovými vrstvami. V centrálnej časti brachyvrásy je vypreparované jej jadro Malý Bukovec. K štruktúre môžeme zaradiť aj pieskovcový tvrdoš Veľká Ostrá (518 m n.m.), vystupujúci v jej najjužnejšej časti. V rámci štruktúry sa dajú rozlíšiť dielčie jednotky:

*ca. Runinská kotlina* – tvorí ju výrazná zníženina oválneho pôdorysu v priestore obce Runina. Je budovaná podmenilitovými vrstvami. Riečna sieť je hlboko zarezaná v staršom planačnom povrchu. Tvoria ju prítoky Uličky, ktorá sa tu rozvetvuje a vytvára vejárovitú dolinnú sieť. Od susednej Topoľčanskej zníženiny je oddelená úzkou dolinou, oddeľujúcou Malý Bukovec od Kučalaty. V jej severozápadnej časti je vypreparovaná čiastková brachyantiklinálna štruktúra Vysoká Kýčera – 634 m n.m. (caa).

*cb. Topoľčanská erózno-denudačná brázda* – tvorí ju menej výrazná zníženina, vypreparovaná v lupkovských vrstvách v priestore obce Topoľča. Je vystlaná mocnou pokrývkou slabo vytriedených štrkov, tvoriacich riečnu terasu. V nej je zarezaná Ulička, ktorá kotlinu svojimi prítokmi odvodňuje. V zníženine je vytvorená pérovitá dolinná sieť. Svaly zníženiny sú čiastočne poškodené zosuvmi rôznych typov.

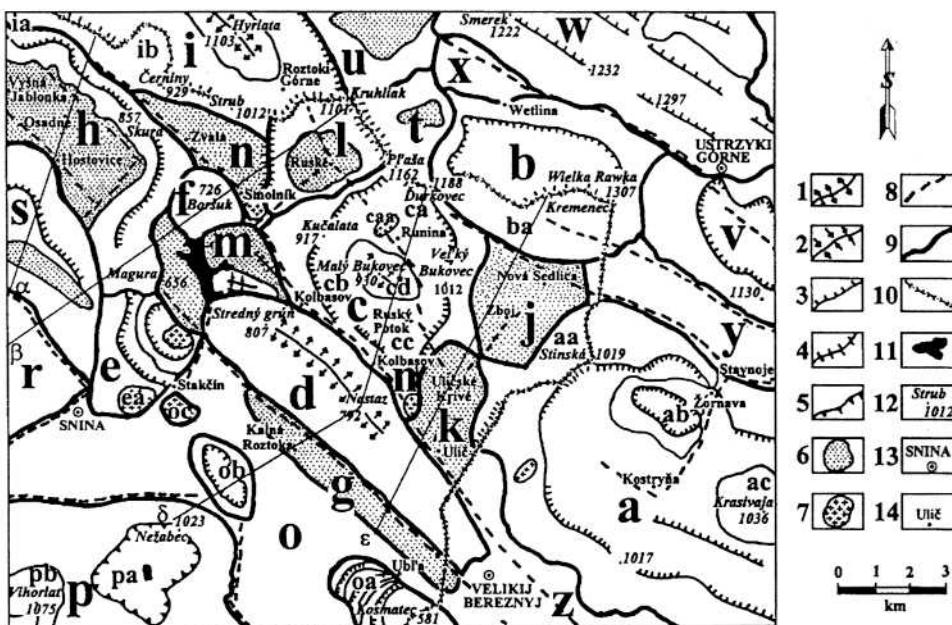
*cc. Erózno-denudačná brázda Ruského potoka* – tvorí ju menej výrazná zníženina v priestore obce Ruský Potok. Je budovaná lupkovskými a cisnanskými



Obr. 4. Satelitná snímka Landsat sledovaného územia. Čiarami je znázornený tvar a priebeh hlavných morfoštruktúr.

vrstvami. Je drenovaná Ruským potokom, ktorý tu má pérovitú riečnu siet'. Jej svahy sú takmer súvisle porušené blokovými a prúdovými zosuvmi.

cd. Brachyvrásia Malého Bukovca – tvorí jadro Bukoveckej brachyantiklinály. Predstavuje výrazný masív, oddelujúci Runinskú kotlinu od Topoľanskéj brázdy a brázdy Ruského Potoka. Hrebeň sa nachádza vo výške okolo 900 m. n. m. (Stolová – 934,4 m). Je budovaný lupkovskými, cisianskými a podmenilitovými vrstvami, kde mladšie vrstvy vystupujú v morfologickej pozícii nad staršími.

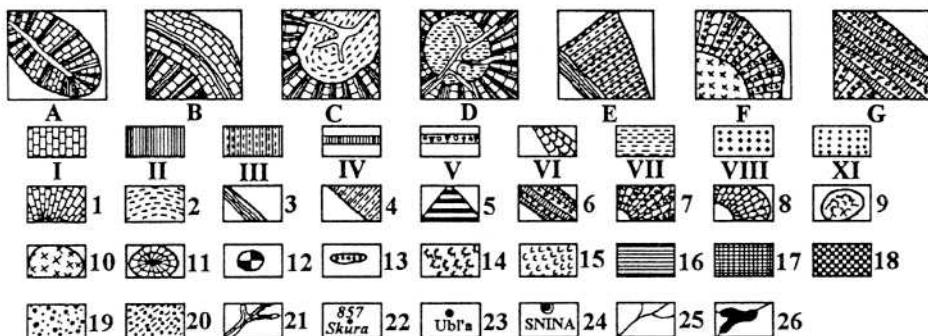


Obr. 5. Priestorové rozloženie morfoštruktúr a charakter horských hrebeňov.

a. Kostryňská brachyantiklinála, aa. Chrbát Stinskej, ab. Žornavská čiastková brachyantiklinála, ac. brachyantiklinála Krasivaja, b. Velkorawská brachyantiklinála, ba. chrbát Kremenc-Dúrkovec, c. Bukovecká brachyantiklinála, ca. Runinská kotlina,caa. brachyantiklinála Vysoká Kýčera, cb. Topoľanská erózno-denudačná brázda, cc. erózno-denudačná brázda Ruského potoka, cd. brachyvrásia Malého Bukovca, d. Nastazská brachyantiklinála, e. Stakčínska brachyantiklinála, ea. pieskovcový tvrdoš Magurica, f. brachyantiklinála Borsuka, g. brachysynklinála Kalnej Roztoky, h. Hostovická brachysynklinála, i. Hyrlatská brachyantiklinála, ia. hrebeň Skury, ib. horná Udava, j. Novosedlická brachysynklinála, k. Uličská brachysynklinála, l. Ruská brachysynklinála, m. Starinská brachysynklinála, n. Smolnická brázda, o. Ublianska pahorkatina, oa. brachyantiklinála Kosmatca, ob. brachyantiklinála Kolonice, oc. pieskovcový tvrdoš k. 415, p. vulkanotektonická kryha Vihorlatu, pa. kaldera Morského oka, pb. stratovulkán Vihorlat, r. tektonická kryha Laboreckej vrchoviny, s. brachyvrásia Laboreckej vrchoviny, t. brachysynklinála Bystrého potoka, u. brachysynklinála Pod Bowemem, v. Wołosatská brachyantiklinála, w. monoklinálne vrásové štruktúry Poloniny Wetlinskej a Poloniny Carynskej, x. tektonická zníženina Wetlinská-Przyshupska, y. Stužicko-Stavianska synklinálna zníženina, z. Berezianska synklinálna zníženina

1. chrbát anticlinálne, 2. chrbát synklinálne, 3. monoklinálne chrbát, 4. kozí chrbát, 5. erózna kaldera, 6. synklinálne kotly, 7. tvrdoše, 8. zlomové línie, 9. hranice morfoštruktúr, 10. štátne hraniče, 11. vodné nádrže, 12. kóty, 13. mestá, 14. osady

$\alpha, \beta, \delta, \varepsilon$  – priečne profily morfoštruktúrami



Obr. 6. Morfoštruktúrna mapa Polonín a príľahlých území. Spracované na báze podkladov Gofštajna (1964), Klimaszewského a Starkela (1972), Pěkalu (1997) a Starkela (1965, 1972).

A. erodované brachyantiklinály a ich časti, B. erózne alebo tektonicky rozčlenené brachysynklinály, C. eróziou rozčlenené centrálne časti brachyantiklinál, D. centrálné časti brachysynklinál, E. naklonené štruktúry, F. zvyšky vulkanických štruktúr, G. vulkanotektonické štruktúry

I. prevažne pieskovcové vrstvy, II. prevažne flovcové súvrstvia, III. flovovo-prieskovcové súvrstvie Magurskej jednotky, IV. andezity, V. vulkanoklastiká andezitov, VI. andezity lávových prúdov, VII. kvartérne sedimenty prevažne hlinité, VIII. kvartérne sedimenty kamenito-hlinité, IX. kvartérne sedimenty hlinito-kamenitné.

ne vystupujú prekremené pieskovce, ktoré tvoria morfologicky výrazné tvrdoše, prejavujúce sa v reliefe územia.

*h. Hostovická brachysynklinála* predstavuje misovitú štruktúru, ktorá je na juhu ponorená pod vrstvy magurského príkrovu. V súčasnosti je zastúpená monoklinálnym hrebeňom polkruhovitého tvaru a subsekventnou erózno-denudačnou zníženinou v oblasti Hostovíc, Vyšnej Jablonky a Svetlíc. V centrálnej časti moroštruktúry, ktorú predstavuje erózno-denudačná zníženina, sú zachované zarovnané povrchy viacerých generácií. Po obvode zníženiny výrazne vystupujú prekremené pieskovce, ktoré tvoria morfologicky výrazné tvrdoše, prejavujúce sa v reliefe územia.

*i. Hyrlatská brachyantiklinála* predstavuje rozsiahlu, morfologicky výraznú moroštruktúru, ktorej centrálne časti sa nachádzajú v Poľsku medzi Roztokami Górnymi a Wolou Mychowou. Jadro moroštruktúry tvorí morfologicky výrazný masív Hyrlata (1103 m n.m.). Na Slovensku sa prejavuje monoklinálnym hrebeňom, ktorý tvorí štátu hranicu s Poľskom (*ia*). Nad Osadným štruktúru narušila rieka Udava, ktorá tu pirátsky rozširuje svoje povodie na úkor Osławy (*ib*). Táto časť je intenzívne rozrušená aj blokovými zosuvmi.

*j. Novosedlická brachysynklinála* – tvorí ju výrazná zníženina v rovnomennej kotline v priestore obcí Zboj a Nová Sedlica. Je budovaná lupkovskými vrstvami. Je charakteristická pahorkatinným reliéfom so zvyškami zarovnaných povrchov po jej okrajoch. Kotlina má elipsovity pôdorys o rozmeroch 4x6 km. V severnej časti je asymetricky rozšírená o dolinu Zbojského potoka, ktorá je subsekventne a pozdĺž zlomu vymodelovaná v lupkovských vrstvách. Je drenovaná Zbojským potokom a jeho prítokmi, ktoré majú pérovitú, čiastočne asymetrickú riečnu sieť. Dno kotliny tvoria až 8 metrov hrubé náplavy Zbojského potoka a jeho prítokov, ktoré tu tvoria do 1000 metrov širokú nivnú terasu. Svahy kotliny sú často rozrušené zosuvmi, sčasti tu badať pozostatky planácie reliéfu zo starších období. Od susednej Uličskej kotliny je oddelená úzkym prielomom.

*k. Uličská brachysynklinála* – tvorí ju výrazná zníženina v priestore obcí Ulič a Uličské Krivé. Je budovaná lupkovskými, podmenilitovými, menilitovými a cergowskými vrstvami. Kotlina má oválny tvar s rozmermi 4x1,5 km. Je drenovaná Uličkou a jej ľavostranným prítokom Zbojský potok. Je vystieraná moc-

(pokr. legendy zo str. 140)

1. svahy na vrássových štruktúrach, 2. erózne svahy na vrássových štruktúrach, 3. celá monoklinálnych štruktúr, 4. chrbty monoklinálnych štruktúr, 5. facety, 6. svahy na zlomových líniach, 7. zvyšky stratovulkanickej plášťov, 8. zvyšky vulkanických plášťov, 9. centrálné intrúzie – plug, 10. erodované kaldery, 11. pieskovcové tvrdoše, 12. vulkanické tvrdoše – vulkanické dóm, 13. kremencové tvrdoše, 14. blokové zosuvy, 15. zvetralinové zosuvy, 16. zvyšky poriečneho povrchu, 17. zvyšky svahového povrchu, 18. zvyšky planinového povrchu, 19. riečne terasy, 20. náplavové kuže, 21. dná dolín, 22. kóty, 23. obce, 24. mestá, 25. rieky, 26. vodné plochy.

a. Kostryňská brachyantiklinála, aa. Chrbát Stinskej, b. Veľkorawská brachyantiklinála, c. Bukovecká brachyantiklinála, ca. Runinská kotlina, cb. Topoľanská erózno-denudačná brázda, cc. Erózno-denudačná brázda Ruského potoka, cd. Brachyvrás Malého Bukovca, d. Nastazská brachyantiklinála, e. Stakčínska brachyantiklinála, f. Brachyantiklinála Borsuka, g. Brachysynklinála Kalnej Roztoky, h. Hostovická brachysynklinála, i. Hyrlatská brachyantiklinála, j. Novosedlická brachysynklinála, k. Uličská brachysynklinála, l. Ruská brachysynklinála, m. Starinská brachysynklinála, n. Smolnická brázda

nými polohami kvartérnych štrkov, formujúcich roziahle kvartérne terasy, v ktorých sú toky zarezané. Riečna sieť Ulicky je v tomto úseku asymetrická, riečna sieť Zbojského potoka pérovitá. Od susedných štruktúrnych depresií je oddelená úzkymi prielomami.

*l. Ruská brachysynklinála* – tvorí ju výrazná zníženina v rovnomennej kotline, v priestore obcí Ruské a Veľká Poľana. Je budovaná cergowskými, menilitovými, podmenilitovými a lupkovskými vrstvami, kde najstaršie členy sa nachádzajú v centre kotliny, najmladšie vystupujú po jej okrají. Kotlina má oválny pôdorys. Na jej okrajoch sú zachované zarovnané povrchy viacerých generácií, pričom najmladší povrch tvorí jej dno. Do neho sú zarezané svahové toky, ktoré sa v centre kotliny zbiehajú. Spojením krátkych svahových prítokov tu vzniká rieka Cirocha, ktorá v doline preteká úzkou nivou. Je tu množstvo menších náplavových kužeľov a riečnych terás. Na okolitých svahoch, ako aj pozdĺž tokov sú časté zosuvy rôznych generácií.

*m. Starinská brachysynklinála* – tvorí ju menej výrazná zníženina, viažúca sa na darské synklinálne pásmo v priestore obcí Starina a Dara. Je budovaná cergowskými, menilitovými, podmenilitovými a lupkovskými vrstvami v normálnom stratigrafickom sledu. Zníženina má asymetrický tvar, podmienený štruktúrnym usporiadaním a geomorfologickou odolnosťou podložných hornín. Po jej obvodoch sú časté zosuvy, predovšetkým blokového typu. Dno zníženiny v súčasnosti vypĺňa vodná nádrž Starina. V jej centre vystupuje vyerodované brachysynklinálne jadro Gazdoň.

*n. Smolnická brázda* – tvorí ju úzka, morfologicky výrazná priamočiara subsekventná zníženina, smerujúca od Uliča cez Kolbasov a Príslop až po Zvalu. Viaže sa na výraznú tektonickú líniu, v priestore ktorej vystupuje celý rad flyšových súvrství. Sú tu zastúpené vrstvy cergowské, menilitové, podmenilitové a císnianske. V juhovýchodnej časti brázdy sú riečne terasy, v ktorých je tok zarezaný. V celej brázde je asymetrická riečna sieť, kde prevládajú doliny severovýchodnej orientácie. V priestore Smolníka a Zvaly sa brázda rozširuje a vytvára širšiu, k juhu uklonenú kotlinu. Viaže sa na menej výraznú brachysynklinálnu štruktúru.

V tektonike územia sa prejavuje viacero nápadnejších zlomov, na ktoré sa viaže vyššie spomínaná Smolnická brázda, ale aj subsekventné doliny Stužickej rieky a Zbojského potoka. Ich smer je takmer totožný so smerom osí antiklinál, t.j. severozápad – juhovýchod.

V grafických prílohách sú zaznamenané aj územia, ktoré susedia s uvedeným územím a majú vztah k jeho morfogenéze. Sú vybrané náhodne s ohľadom na výrez z kozmických snímkov. Jedná sa na slovenskej strane o Ubliansku pa-horkatinu (*o*) s brachyantiklinálami Kosmatca (*oa*) – Kosmatec (581) a Kolonice (*ob*), ako aj s pieskovcovým tvrdošom (*oc*), vulkanotektonickú kryhu Vihorlatu (*p*) s eróznou kalderou Morského oka (*pa*) a zvyškom malého stratovulkánu (*pb*) – Vihorlat (1075), ako aj tektonické kryhy (*r*) a brachyvrásy (*s*) Laboreckej vrchoviny. Na poľskej strane na brachyvrásové štruktúry slovenskej časti Polonín bezprostredne nadvádzajú brachysynklinálne štruktúry nad obcami Smerek (*t* – brachysynklinála Bystrého potoka) a Przysłup (*u* – brachysynklinála Pod Bowemem), ako aj erodovaná brachyantiklinála s jadrom v okolí Wołosateho (*v* – Wołosatská brachyantiklinála). Severne od týchto území sa nachádzajú pre-tiahnuté vrásy Poloniny Wetlińska 1255 a Poloniny Caryńska 1297 (*w*), ako aj

tektonická zníženina medzi Wetlinou a Przysłupom (*x*). Na ukrajinskej strane sú to synklinálne zníženiny v oblasti Stavného (*y*) a Velikého Berezného (*z*).

## ZÁVER

Poznanie a presná identifikácia morfoštruktúr flyšových pohorí Karpát je stále problematickou otázkou. Až doteraz sa tento problém riešil najmä geologickými metódami – geologickým mapovaním s presnou identifikáciou litológie, veku a orientácie jednotlivých vrstiev. Geomorfologické metódy sa používali len ako doplnkové. V posledných rokoch sa ukázalo, že geomorfológia, najmä vďaka dialkovému prieskumu Zeme aj iným novým trendom, môže mať podstatný podiel na vyriešení celkovej morfogenézy flyša. Jedna z geomorfologickej interpretácií je prezentovaná aj v tomto príspevku. Hlavné poznatky z morfoštruktúrnej analýzy sledovaného územia sú nasledovné:

- Flyšové morfoštruktúry prešli v alpínskej etape viacerými fázami tektogenéneho, orogénneho, ako aj geomorfologického vývoja.
- Flyšové morfoštruktúry boli v denudačnom štádiu neotektonickej etapy do veľkej miery zarovnané. Len na severe, t. j. aj v oblasti Polonín, vystupujú zarovnané povrchy najstaršej etapy planácie reliéfu ako stupne na svahoch. Znamená to, že v tomto štádiu tu existoval nie celkom plochý pahorkatinný reliéf.
- V reliéfotvornom štádiu neotektonickej etapy rozčlenila erózia pozdĺž zlomov a vrstiev pôvodne plochý reliéf. Vznikla tak originálna mozaika chrbtov a dolinnej siete, v ktorej sa dajú interpretovať rozsiahle zvyšky brachyvrás. To je badateľné aj zo satelitných snímkov. Tieto zvyšky predstavujú pasívne štruktúrne formy, nakoľko len odrážajú úložné pomery hornín. Nie sú to teda primárne (vrássové) morfoštruktúry!
- Primárne morfoštruktúry vo flyšových územiach sú neotektonické bloky. V sledovanom území sa neotektonika prejavila menšou plošnou diferenciáciou ako u susedných morfoštruktúr.
- Vrstvy brachyantiklinál a brachysynklinál do seba zapadajú, pokial' neboli porušené mladšou tektonikou. Z tohto dôvodu aj jednotlivé morfoštruktúry prechádzajú kontinuálne jedna do druhej, čo je niekedy ľahko vyjadriť v morfoštruktúrnej schéme.
- Jednotlivé morfoštruktúry dosahujú často veľkých rozmerov, až niekoľko desiatok km. Je preto len samozrejmé, že časť morfoštruktúr vystupujúcich na území Slovenska je súčasťou väčších morfoštruktúrnych jednotiek, zasahujúcich na naše územie z Ukrajiny alebo Poľska.

Daná interpretácia vychádza predovšetkým z analýzy satelitných snímkov, ktoré dávajú nový, často kvalitatívne objektívnejší pohľad na priestorové rozloženie jednotlivých morfoštruktúr. Autor si pritom uvedomuje zložitosť celého problému, ako aj zložitosť grafickej interpretácie morfoštruktúr.

*Tento príspevok bol spracovaný v rámci riešenia projektu I/6206/99, ktorému bol udelený finančný príspevok grantovou agentúrou VEGA.*

## LITERATÚRA

- DZUROVČIN, L. (1990). *Geomorfologická analýza strednej časti Slanských vrchov*. Kandidátska dizertačná práca, Geografický ústav SAV, Bratislava.
- DZUROVČIN, L. (1994). Príspevok k poznaniu procesov a časového priebehu zarovnávania v slovenských Karpatoch – ich vzťah k neotektonickým fázam a paleogeografickému vývoju v Paratethýde. *Mineralia slovaca*, 26, 126-143.
- DZUROVČIN, L. (1996). *Analýza eróznych a akumulačných javov na Uličke a Zbojskom potoku vo vzťahu k potenciálnym úpravám koryta tokov*. Záverečná správa, Slovenská agentúra životného prostredia, Košice.
- DZUROVČIN, L. (1997a). Analýza eróznych procesov a javov v Bukovských vrchoch, so zvláštnym zreteľom na povodie VN Starina. In Harčár, J., Nižňanský, B., eds. *Krajina Východného Slovenska v odborných a vedeckých prácach*. Prešov (Katedra geografie a geoekológie PF UPJŠ a Slovenská geografická spoločnosť pri SAV), pp. 145-151.
- DZUROVČIN, L. (1997b). Morfoštruktúry slovenskej časti Karpát a ich formovanie v rámci Neoeurópy. In Harčár, J., Nižňanský, B., eds. *Krajina Východného Slovenska v odborných a vedeckých prácach*. Prešov (Katedra geografie a geoekológie PF UPJŠ a Slovenská geografická spoločnosť pri SAV), pp. 137-144.
- DZUROVČIN, L. (1997c). Procesy svahovej modelácie v povodí Uličky a hornej Cirochy. *Ochrana prírody*, 15, 5-28.
- DZUROVČIN, L. (1998). Vznik a formovanie reliéfu neogénnych vulkanických pohorí Východného Slovenska. *Acta Facultatis Studiorum Humanitatis et Naturae Universitatis Prešoviensis - Prírodné vedy, Folia Geographica*, 29, 1, 77-112.
- ĎURKOVIČ, T., KORÁB, T., RUDINEC, R. et al. (1982). Hlboký štruktúrny vrt Zboj. 1. *Regionálna geológia Západných Karpát*. Bratislava (GÚDŠ), pp. 5-76.
- GOFŠTEJN, I. D. (1964). *Neotektonika Karpat*. Kiev (AN USSR).
- KARNIŠ, J., KVITKOVIČ, J. (1970). *Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska*. Bratislava (SPN).
- KLIMASZEWSKI, M., STARKEĽ, L. (1972). Karpaty Polskie. In Klimaszewski, M., ed. *Geomorfologia Polski*, 1. Warszawa (PWN), pp. 21-115.
- KORÁB, T., ĎURKOVIČ, T. (1978). *Geológia dukelskej jednotky*. Bratislava (GÚDŠ).
- KORÁB, T. (1983). *Geologická mapa Nízkych Beskýd – východná časť*. Bratislava (GÚDŠ).
- KUBÍNY, D. (1969). Hlbinné zlomy Západných Karpát. *Geologické práce – Správy*, 47, 45-50.
- LEŠKO, B., NEMČOK, J., KORÁB, T. (1960). Flyš Užskej hornatiny. *Geologické práce – Správy*, 19, 65-94.
- LEŠKO, B., et al. (1964). *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Snina*. Praha (UÚG).
- LUKNIŠ, M. (1964). Priebeh posledného začadnenia Západných Karpát vo vzťahu k Alpám a začadneniu severnej Európy. *Geografický časopis*, 16, 139-156.
- LUKNIŠ, M. (1972). Reliéf. In Lukniš, M., ed. *Slovensko, 2 - Príroda*. Bratislava (Obzor), pp. 124-202.
- MAHEL, M. (1969). Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. *Geologické práce – Správy*, 47, 7-29.
- MAHEL, M. (1986). *Geologická stavba Československých Karpát. Paleoalpínske jednotky*, 1. Bratislava (Veda).
- MAZUR, E. (1963). *Žilinská kotlina a príahlé pohoria*. Bratislava (Vydavateľstvo SAV).
- MAZÚR, E. (1964). Intermountain basins - a characteristic element in the relief of Slovakia. *Geografický časopis*, 16, 105-126.
- MAZÚR, E. (1965). Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. In Mazúr, E., ed. *Geomorphological problems of Carpathians*. Bratislava (SAV), pp. 9-54.

- MAZÚR, E., ČINČURA, J. (1975). Poverchnosti vyrovňania Zapadnych Karpat. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 9, 27-36.
- MIDRIAK, R. (1988). Povrch. In Vološčuk, I., ed. *Chránená krajinná oblasť Východné Karpaty*. Bratislava (Príroda), pp. 20-35.
- PEKALA, K. (1997). Rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Roczniki Bieszczadzkie*, 6, 19-38.
- PLÁŠIENKA, D., GRECULA, P., PUTIŠ, M., HOVORKA, D., KOVÁČ, M. (1997). Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In Grecula, P., Hovorka, M., Putiš, M., eds. *Geological evolution of the Western Carpathians*. Bratislava (Geocomplex), pp. 1-24.
- PLÁŠIENKA, D., PUTIŠ, M., KOVÁČ, M., ŠEFARA, J., HRUŠECKÝ, J. (1997). Zones of Alpidic subduction and crustal underthrusting in the Western Carpathians. In Grecula, P., Hovorka, M., Putiš, M., eds. *Geological evolution of the Western Carpathians*. Bratislava (Geocomplex), pp. 35-42.
- STARKEL, L. (1965). Evolution of the Upper San Basin during the Neogene. In Mazúr, E., ed. *Geomorphological problems of Carpathians*. Bratislava (SAV), pp. 127-180.
- STARKEL, L. (1969). The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigations. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 3, 33-44.
- STARKEL, L. (1972). Karpaty Zewnętrzne. In Klimaszewski, M., ed. *Geomorfologia Polski*, 1. Warszawa (PWN), pp. 52-115.
- ŚWIDZINSKI, H. (1948). Stratigraphical index of the northern flysch Carpathians. *Bulletin Instytutu Geologicznego*, 37, 1-128.

*Ladislav Dzurovčin*

## MORPHOSTRUCTURE OF THE POLONINY MTS. AND THEIR POSITION IN THE MORPHOSTRUCTURAL PLAN OF THE EASTERN CARPATHIANS

The Poloniny Mts. are situated in the boundary zone of three states: Poland, Ukraine and Slovakia. They are delimited in the framework of high Flysch mountain ranges, the main part of which is situated in the territories of Ukraine and Poland.

Their relief is the result of mutual action of endogenous and exogenous processes. Endogenous forces manifested themselves in form of folding and subsequent tectonic movements, exogenous forces are evident in erosion, denudation and accumulation.

Morphostructural construction of the study territory was analyzed by means of satellite images and confronted with field measuring. Wider environs were also analysed in order to gather global knowledge on the formation of the individual morphostructures. Analysis consisted of identification of the single relief macro- and mezzo-forms, study of their inner structure and identification of destructive processes reflecting or damaging the original morphostructures. This is the reason, why most of the attention was paid to geological situation, pre-Quaternary forms (Fig. 1), Quaternary sediments and tectonic building, as well as to the processes of exogenous modelling: planated surfaces and valley network (Figs. 2 and 3).

Morphostructural relief analysis suggests the following facts:

Structure of the territory of the Poloniny Mts. is a complicated brachyfolding one. Morphostructures represent prepared brachysynclines and brachyanticlines with partial application of fault tectonics. The folds of the Jurassic type survive outside the study territory in the northern and western part of the Beskydy Mts. Relying on morphology, tectonic position, structural arrangement of rocks, other diagnostic features, and Landsat images (Fig. 4) the following structures (Figs. 5 and 6) can be analyzed:

a. The Kostryňa brachyanticline represents an extensive brachyfold, with central parts denuded, with cut-in streams of the Už and Lyuta rivers at present. Its north-western part consists of the Stinská ridge (1,092 m a.s.l.), its south-eastern part submerges below the brachyanticline of the Poloniny Runy (1,479 m a.s.l.). The N-S oriented fault line is distinctly protruding between Žornava and Černogolova.

b. Wielka Rawka brachyanticline is the WNW-ESE oriented brachyanticline between Stavny in Ukraine and Wetlina in Poland. It manifests in relief by monocline ridges in arch-like arrangement with centre at Wielka Rawka (1,307 m a.s.l.) In its central part the upper reach of the Solinka river is cut in.

c. Bukovecká brachyanticline represents an extensive brachyfold. Its central part is denuded and accompanied by origin of erosion basins and furrows of Runina, Topoľa and Ruský Potok. Brachyanticline manifests by monocline ridges at present. Its core, Malý Bukovec, is prepared in the central part of the brachyfold.

d. Nastaz brachyanticline represents a distinct morphostructure separating the Ubla hills from the Smolník furrow at the edge of the Poloniny Mts.

e. Stakčín brachyanticline represents eroded brachyfold with a circular ground plan.

f. Borsuk brachyanticline represents slightly dissected and well preserved brachyfold of small dimensions. Its structure has almost circular ground plan.

g. Kalna Roztoka brachysyncline represents extensive syncline with an oval ground plan in Ubla hills at the foothills of the Nastaz Mts. in the south-west.

h. Hostovice brachysyncline represents a bowl-like structure submerged under the Magura nappe layers in the south.

i. Hyrlat brachyanticline represents an extensive, distinct morphostructure, central parts of which are situated in Poland.

j. Novosedlica brachysyncline consists of a distinct depression in the eponymous basins. Its ground plan is elliptical and dimensions are 4x6 km.

k. Ulič brachysyncline is formed by distinct depression. Dimensions of the oval basin are 4x1.5 km

l. Ruské brachysyncline is formed by distinct depression.

m. Starina brachysyncline is formed by less distinct depression linked to the darské syncline zone

n. Smolník furrow consists of narrow distinct and straight subsequent depression heading from Ulič over Kolbasov and Príslip as far as Zvala. It is linked to a distinct tectonic line.

Translated by H. Contrerasová