VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

REGIÓNU KYSUCE

1 : 50 000

Zostavil: Michal Potfaj

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2003

VYSVETLIVKY
k regionálnym geologickým mapám Slovenska

Predseda redakčnej rady:
RNDr. Milan POLÁK, CSc.

Členovia redakčnej rady:
RNDr. Michal ELEČKO, CSc., RNDr. Vladimír HANZEL, CSc., RNDr. Milan KOHÚT, CSc., RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Pavel LIŠČÁK, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Michal POTFAJ, CSc., RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., doc. RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Jozef VOZÁR, DrSc.

Michal POTFAJ, Tibor ŠLEPECKÝ, Juraj MAGLAY, Vladimír HANZEL, Daniela BOOROVÁ, Katarína ŽECOVÁ, Milan KOHÚT, Alexander NAGY, František TEŤÁK, Branislav VASS, Martin SANDANUS, Stanislav BUČEK, Milan SÝKORA, Eduard KÖHLER, Oľga FEJDIOVÁ, Kamil KANDERA, Ondrej SAMUEL, Miroslav BUBÍK, František BELEŠ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

REGIÓNU KYSUCE

1 : 50 000

Zostavil: Michal Potfaj

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2003

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2003

ISBN 80 – 88974 – 48 – 8

OBSAH

Abstrakt 7
Úvod (M. Potfaj) 11
Geomorfologická a geografická situácia (M. Potfaj) 11
Prehľad výskumov (M. Potfaj a T. Šlepecký) 13
Geologická stavba (M. Potfaj) 22
Charakteristika litofaciálnych jednotiek (M. Potfaj) 24
Sliezsky príkrov (M. Potfaj a T. Šlepecký) 24
Istebnianske súvrstvie (14) 24
Podmenilitové súvrstvie (13) 25
Menilitové súvrstvie (12) 28
Krosnianske súvrstvie (11) 29
Magurský príkrov 30
Račianska jednotka (M. Potfaj a F. Teťák) 30
Solánske súvrstvie (25 – 26) 31
Belovežské súvrstvie (21 – 24) 36
Vychylovské súvrstvie (20) 45
Zlínske súvrstvie (15 – 19) 48
Bystrická jednotka (M. Potfaj) 56
Belovežské súvrstvie bystrickej proveniencie (29) 56
Vychylovské súvrstvie (28) 58
Bystrické vrstvy (27) 58
Oravskomagurská jednotka (M. Potfaj) 59
Magurské pieskovce (30) 60
Raciborské a malcovské súvrstvie (31) 60
Bradlové pásmo (M. Potfaj) 61
Kysucká jednotka 61
Posidóniové vrstvy (39) 61
Nadposidóniové vrstvy (38) 62
Rádiolarity, rádiolárioové vápence (37) 62
Čorštynské vápence (36) 64
Pieninské súvrstvie (35 – 36) 65

Koňhorské vrstvy (35a) 66
Tisalské vrstvy (34) 66
Lalinocké vrstvy (34) 67
Snežnické vrstvy (33) 68
Gbelianske vrstvy (32) 69
Klapská jednotka 69
Sférosideritové vrstvy (41) 69
Pupovské vrstvy (40) 70
Kvartérny pokryv (J. Maglay) 71
Pleistocén 72
Holocén (– pleistocén p. p.) 83
Tektonika (M. Potfaj) 88
Prehľad ložísk regiónu (K. Kandera, T. Šlepecký a M. Potfaj) 96
Zhodnotenie geofyzikálnych údajov (M. Potfaj) 101
Geologický vývoj územia (M. Potfaj) 104
Hydrogeologické pomery (V. Hanzel) 106
Charakteristika geofaktorov životného prostredia (K. Kandera a M. Potfaj) 119
Významné geologické lokality (M. Potfaj a F. Teťák) 126
Záver (M. Potfaj) 132
Literatúra 135
Geology of the Kysuce (summary) 151
Fotografická príloha 171

ABSTRAKT

Geologická mapa Kysúc zobrazuje takmer celé územie povodia Kysuce po Kysuckú bránu. Na stavbe tohto regiónu sa podieľajú jednotky západokarpatského flyšového pásma: sliezska jednotka a magurský príkrov a na juhu bradlové pásmo.

Sliezsky príkrov zasahuje na územie Kysúc len na severozápade, pričom na povrch vystupuje len vrchná časť jeho vrstvového sledu – od istebnianskych pieskovcov po krosnianske súvrstvie – v časovom rozpätí mástricht – oligocén.

Od juhu je na sliezsku jednotku nasunutý magurský príkrov vo forme zložitého šupinovo-vrásového telesa. Jeho litofaciálnu náplň tvorí niekoľko vrstvových postupností, ktoré na základe ich priestorového rozloženia boli rozčlenené na čiastkové litofaciálno-tektonické pásma – čiastkové štruktúrne jednotky. Od severu na juh tak opisujeme račiansku (s dvomi vrstvovými sledmi), bystrickú a oravskomagurskú čiastkovú jednotku. Bradlové pásmo ako mladý tektonický fenomén sa prikladá k magurskému príkrovu z južnej strany. Styk oboch štruktúrnych celkov je tektonický a styková plocha je strmá. Bradlové pásmo vo svojom priebehu na viacerých miestach inkorporuje jednotky paleogeograficky rôznorodého pôvodu (magurské, klapské, manínske...).

V račianskej jednotke vrstvový sled tvoria solánske (senón – paleocén), belovežské (paleocén – stredný eocén), vychylovské a zlínske súvrstvie (stredný až mladší eocén) s oščadnickými, vsetínskymi a kýčerskými vrstvami. V solánskom súvrství sme odlíšili ráztocké vrstvy v dvojakej fácii – pieskovcovej a flyšovej – a špecifické szczawinské pieskovce. V pieskovcovej fácii ráztockých vrstiev dominujú špinavozelené a sivé drobové a arkózové pieskovce v laviciach hrubých 1 – 2 m. Svetlejšie a pomerne rovnorodé szczawinské pieskovce sme identifikovali len v okolí Skalitého.

V belovežskom súvrství sme odlíšili 4 faciálne variety: fáciu pestrých (červených) ílovcov a riečanské pieskovce, ktoré definujeme ako litofácie, belovežské vrstvy s. s. a dedovské vrstvy. Novovyčlenené dedovské vrstvy sa odlišujú od bežnej belovežskej fácie vyššou variabilitou a pestrosťou zastúpenia pieskovcov aj ílovcov.

Vychylovské súvrstvie (pôvodne definované iba pre oblasť bystrickej jednotky) sme rozpoznali aj na území račianskej jednotky. Niekoľkometrové súbory tenko vrstveného flyšu sú prekladané vrstvami ílovcov bystrického litotypu, prípadne aj pieskovcami s glaukonitom.

Zlínske súvrstvie členíme na litostratigrafické jednotky nižšieho rádu. Vsetínske vrstvy sú račianskym variantom bystrických vrstiev bystrickej jednotky. Oščadnické vrstvy sú oproti vsetínskym vrstvám pestrejšie čo do obsahu pieskovcov a majú vyšší index zvrstvenia. Ak je podiel pieskovcov (prevažne s glaukonitom) vyšší ako 1 – 1,5, takýto súbor sme označili ako pasierbiecke pieskovce. Pieskovcové kýčerské vrstvy v hrúbke do 1 km tvoria nosnú kostru štruktúr tohto územia. Pieskovce tohto komplexu v zásade neobsahujú významnejší podiel glaukonitu.

Bystrická jednotka má štandardný vrstvový sled s belovežským, vychylovským a zlínskym súvrstvím, staršie súvrstvia sa na našom území nevyskytujú. Belovežské súvrstvie bystrickej jednotky má oproti stratotypovej lokalite aj belovežskému súvrstviu celej račianskej jednotky jednoduchšiu náplň. V spodnej časti sú to červené pelity s laminami pieskovcov, vyššie nasleduje tenko vrstvený flyšový súbor s vysokým indexom zvrstvenia a s pravidelným striedaním jemnozrnných pieskovcov s hnedými a zelenosivými ílovcami. Vek súvrstvia je v rozpätí paleocén – starší eocén.

V doline Vychylovky je stratotypová lokalita vychylovského súvrstvia, v ktorom sa striedajú prvky belovežskej a bystrickej litofácie. Bystrické vrstvy na Kysuciach sú tvorené prakticky jedinou litostratigrafickou jednotkou zlínskeho súvrstvia. Je to miestami až vyše 1 km hrubý komplex s typickými ílovcami – kalovcami s ostrohrannou lastúrnatou odlučnosťou. Miestami až 12 m hrubé vrstvy pelitov sú oddelené lavicami pieskovcov s glaukonitom i bez neho.

Oravskomagurská jednotka má zachované iba neusporiadané útržky súvrství, z ktorých sme identifikovali magurské pieskovce a bližšie nerozdelené malcovské a raciborské súvrstvie.

Bradlové pásmo na Kysuciach je tvorené naším najväčším bradlom medzi Rochovicou (640 m) a Ľadonhorou (999 m) s kysuckým vrstvovým sledom, ku ktorému sa od juhu prikladá flyšová sekvencia klapskej jednotky. Kysucký sled je tu v klasickom výskyte, jeho rozpätie je od álenu (posidóniové vrstvy) po mástricht (gbelianske sliene). Celková hrúbka tohto komplexu je asi 2 km! Oproti doterajším interpretáciám sa podľa nášho mapovania v mapovanom území nedajú vyčleniť kysucké vrstvy v zmysle pôvodnej definície, a tie sme z vrstvového sledu vypustili.

Klapský sled má na Kysuciach zachované dve súvrstvia: albsko-cenomanské „sférosideritové vrstvy" a mladšie, flyšové pupovské vrstvy. Ich spoločná hrúbka je asi 800 m. „Sférosideritové vrstvy" sú tvorené slieňmi a slieňovcami s pelosideritovými konkréciami, s laminami a vrstvami jemnozrnných pieskovcov. Na viacerých miestach sú v nich horizonty polymiktných zlepencov. Pupovské vrstvy sú flyšové, prevažne pieskovcové, s pieskovcami kremenno-karbonátového zloženia. Aj keď priame prepojenie a vzťahy oboch týchto súvrství sa z mapovaného územia nedajú určiť, na základe poznatkov zo širšieho okolia ich formálne zaraďujeme ku klapskej jednotke.

Kvartérne sedimenty kysuckého regiónu majú pomerne nízku genetickú a typologickú pestrosť. Z hľadiska genézy a foriem majú dominantné postavenie pleistocénne fluviálne a proluviálne akumulácie. Komplexy riečnych terás a kužeľov sú zachované v dolinách Kysuce a Bystrice, ako aj v dolinách ich väčších prítokov. V rezíduách günzkých štrkov na pravobreží Bystrice nad sútokom s potokom Vychylovka niektoré okruhliaky nesú znaky eolického opracovania. Štrky dnovej akumulácie v nízkej terase a v nive sú významným kolektorom podzemných vôd.

Strmé svahy flyšových horských chrbtov sú náchylné na tvorbu zosuvov rozličných typov. Svahové uloženiny v zosuvných územiach dosahujú miestami značné plošné rozšírenie najmä pozdĺž hraničného hrebeňa s Poľskom a v dolinách primykajúcich sa k masívu Veľkej Rače. K významným zosuvom zaraďujeme napr. zosuv na

Z od Príslopu nad osadou Závozy – Liptákovci (s. od Veľkej Rače) a zosuv vo Fojtovom potoku pod Gorilovou Kykulou, ktoré v spodnej časti spôsobili prehradenie údolia. Viaceré z menších zosuvov ohrozujú stavby v osídlených oblastiach.

Tektonika

Tylovú časť sliezskeho príkrovu tvoria nasunuté čiastkové štruktúry, ktorých sklon sa do hĺbky zmierňuje. Mohutný komplex istebnianskych pieskovcov tvorí sklonenú plošinu, na ktorú je od juhovýchodu natlačený magurský príkrov. Tak boli vyššie, plastické súvrstvia sliezskeho sledu zovreté a deformované v zóne násunu.

Magurský flyš je bezkorenný príkrov zvrásnený do vrásovo-šupinových štruktúr v severovergentnej akrečnej prizme karpatského orogénu. Tektonická stavba je strmá, so severovergentnými vrásovými šupinami. V reze má tvar štruktúrneho vejára s osou zhruba na čiare Krásno nad Kysucou – Nová Bystrica. Iba čelné štruktúry račianskej čiastkovej jednotky sú relatívne plocho presunuté na podložnú sliezsku jednotku. Bystrická jednotka je rozbitá na viacero strmo postavených šupín.

Najjužnejšia zóna magurského príkrovu pozdĺž bradlového pásma je v šírke 1 – 2 km silno tektonicky rozdrvená a vrstvový sled je potrhaný v zóne strihu. Kysucké bradlo má sklon na sever a jeho spodné súvrstvia pozdĺž severného okraja sú odrezané. Snežnickými (a gbelianskymi) vrstvami leží v prevrátenej polohe na najjužnejšej jednotke územia – klapskej jednotke.

Bradlové pásmo ako celok leží v prevrátenej pozícii na ponorenom komplexe Malej Fatry obsahujúcom tatridné jadro s jeho mezozoickým obalom a naloženými staroalpínskymi príkrovmi. Na nich v autochtónnej pozícii sú paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny.

Zlomy sz.-jv. a sv.-jz. priebehu so šikmým priebehom vo vzťahu k smeru hlavných štruktúr sa vyskytujú na celom území Kysúc. Ponímame ich ako efekt strihových napätí vzniknutých v procese diagonálnej tektonickej akrécie. Výraznejšie sa prejavuje zlomový systém Raková – Semeteš, ktorý fungoval ako ľavostranný extenzný posun.

Z hľadiska neotektonických pohybov je územie charakterizované zdvihom. Prepočítaná priemerná rýchlosť zdvihu počas kvartérneho systému je 11 cm za 1 000 rokov.

ÚVOD

Geologická mapa Kysúc v mierke 1 : 50 000 vznikla na základe objednávky MŽP SR z roku 1993, keď bol zadaný projekt na zostavenie máp geofaktorov životného prostredia povodia Kysuce (obr. 1). V súlade s požiadavkami projektovej dokumentácie sa územie najprv mapovalo do mierky 1 : 25 000 a podľa jednotlivých listov sa konali oponentúry (prehľad na obr. 2). Na základe mapy v mierke 1 : 25 000 bola zostavená mapa v mierke 1 : 50 000. Na zostavení mapových listov v mierke 1 : 25 000 sa podieľali pracovníci ŠGÚDŠ, PROGEO, spol. s r. o., a Behard, spol. s r. o.: Michal Potfaj, Juraj Maglay, František Teťák, František Beleš, Stanislav Buček, Alexander Nagy, Branislav Vass, Ján Januš, P. Prokša, L. Vondráček a Martin Sandanus. Špeciálne vyhodnotenia pre mapy podrobnejších mierok robili: Daniela Boorová, Miroslav Bubík a Ondrej Samuel – foraminifery, Katarína Žecová a Michal Potfaj – nanoplanktón, Milan Kohút a Milan Sýkora – petrografia obliakov, Eduard Köhler – veľké foraminifery, Martin Sandanus a Oľga Fejdiová – petrografia klastík.

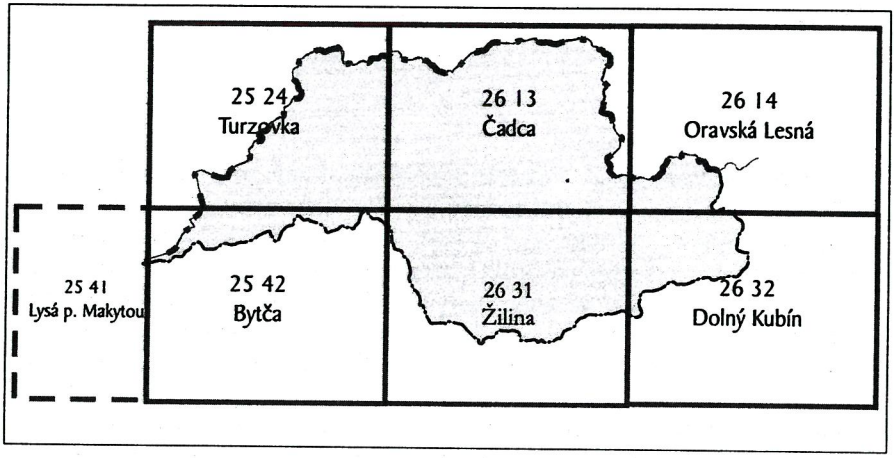
Mapu do mierky 1 : 50 000 pripravil a zostavil Michal Potfaj s prispením Františka Teťáka (korelačné grafické operácie a profil), na znázornení kvartérnych sedimentov má podstatný podiel Juraj Maglay. Kresličské práce na autorskom originále robil Ján Dvořák.

Text vysvetliviek k mape v podstatnej miere čerpá z čiastkových záverečných správ – vysvetliviek k listom mapy v mierke 1 : 25 000 (Potfaj et al., 1996 – 2002). Na tieto práce v ďalšom texte odkazujeme iba v prípade špecifických údajov.

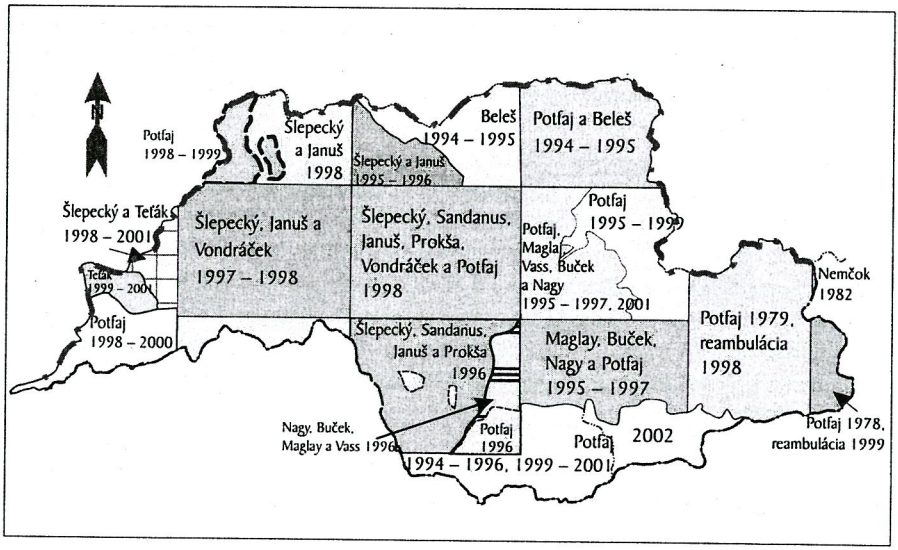
Vzhľadom na dĺžku obdobia riešenia problematiky vznikli odlišnosti v stratigrafickom členení medzi prvými a poslednými mapami mierky 1 : 25 000. Takéto rozdiely sme odstránili na zakreslenej mape mierky 1 : 50 000 a na patričných miestach v texte na ne upozorňujeme. Tieto vysvetlivky obsahujú opis vyčlenených litostratigrafických jednotiek a geologickej stavby na území regiónu Kysúc.

GEOMORFOLOGICKÁ A GEOGRAFICKÁ SITUÁCIA

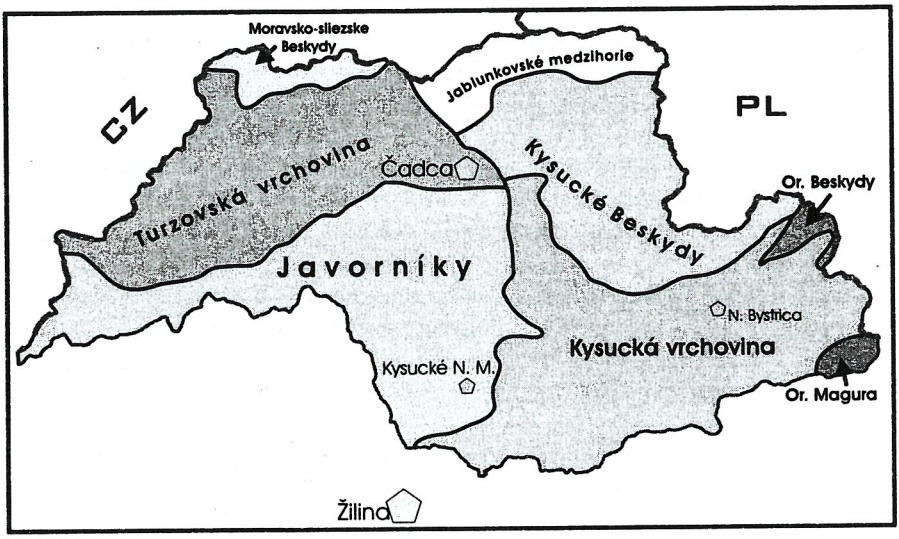
Mapované územie Kysúc z hľadiska regionálneho geomorfologického členenia (Mazúr a Lukniš, 1980) patrí do subprovincie vonkajších Západných Karpát s oblasťami: a) Slovensko-moravských Karpát, b) Západných Beskýd, c) Stredných Beskýd. Podrobnejšie členenie na jednotlivé celky je na obr. 3.



Obr. 1 Prehľad kladu listov v mierke 1 : 50 000 regiónu Kysuce (M. Potfaj).



Obr. 2 Prehľad geologického mapovania v kysuckom regióne (M. Potfaj).



Obr. 3 Schéma geomorfologických celkov Kysúc (podľa Mazúra a Lukniša, 1980).

Kysucký región odvodňuje rieka Kysuca a jej prítoky. Patrí do povodia Dunaja a do pomoria Čierneho mora. Jeho severné ohraničenie a hraničný hrebeň tvorí rozvodnicu proti povodiu Odry. Priemerný ročný úhrn zrážok je od 900 do 1 200 mm (Zakovič et al., 1990).

Územnosprávne patrí mapovaný región do Žilinského kraja.

PREHĽAD VÝSKUMOV

Magurský flyš v povodí Kysuce patril donedávna k našim najmenej geologicky prebádaným územiam. Prvé výskumy v oblasti boli spojené so základným poznávaním karpatskej stavby a jej členením na štruktúrne celky (Uhlig, 1904, 1907; Paul, 1868, 1891). Túto historickú etapu výskumov flyšového pásma podrobne opísali v komplexnej práci Matějka a Roth (1956).

Najstaršie geologické mapovanie na Kysuciach uskutočnili Štúr (1858) a Babánek (1864, 1866). Štúr (1860) odlíšil tzv. karpatský pieskovec „moravského pohraničného pohoria" („kremitý pieskovec stredného zrna") a doložil jeho eocénny vek nálezmi numulitov.

Uhlig (1907, 1888) uviedol prvé stratigrafické rozdelenie paleogénu, jeho tektonickú príslušnosť a vymedzil flyšové pásmo oproti predpoliu Karpát. Oproti vnútorným Karpatom ohraničil flyšové pásmo Andrusov (1928).

V období medzi svetovými vojnami robili geologické mapovanie flyšovej zóny Kettner a Záruba (1923), Čepek a Kodym (1934), Andrusov a Bieda (1932) a Andrusov (1933)*. Práce boli väčšinou poznačené hľadaním definície litostratigrafických jednotiek a ich kartografickým znázornením.

Historický prehľad geologických prác z Moravsko-sliezskych Beskýd so zhodnotením ich významu bol spracovaný vo viacerých publikáciách: Matějka a Roth (1949c, 1952), Menčík a Pesl (1955), Roth et al. (1962), Andrusov (1965) a Menčík et al. (1983).

Systematický výskum Matějku a Rotha v rokoch 1946 – 1956 umožnil uviesť litostratigrafické a tektonické členenie s vymedzením troch faciálno-tektonických jednotiek (račianskej, bystrickej a bielokarpatsko-oravskomagurskej). Okrem toho umožnil zmapovanie hlavných vrásových štruktúr, definovaných ako antiklinálne a synklinálne pásma tvorené dvomi základnými litostratigrafickými stupňami: spodným a vrchným oddielom magurského paleogénu.

Spodný oddiel paleogénu označoval litostratigrafické členy a faciálne vývoje v rozsahu paleocén – stredný eocén. Jeho hlavným litofaciálnym znakom je prítomnosť (i) „pestrých vrstiev" – flyšu belovežskej a (ii) pieskovcov solánskej fácie.

Kritériom vyčlenenia vrchného oddielu paleogénu bola podľa Matějku a Rotha (1949, 1956) absencia červených ílovcov a prítomnosť vápnitých ílovcov láckého typu a „sklovitých" pieskovcov. Vrchný oddiel paleogénu zahŕňa súvrstvia stredného (vyššiu časť) a mladšieho eocénu magurského príkrovu. Patria sem zlínske vrstvy (= zlínske súvrstvie), pričom ich spodnú hranicu kladú autori (l. c.) na bázu najhlbšej polohy glaukonitického pieskovca zlínskeho typu. O zlínskych vrstvách račianskej jednotky Matějka a Roth (1956) uvádzajú, že ich litologický vývoj je faciálne premenlivý.

Aj keď viaceré stratigrafické výsledky práce Matějku a Rotha (1949) sú dnes prekonané (nepoznajú kriedové súvrstvia), táto práca mala zásadný význam pre tektonické členenie (bystrická a račianska jednotka odlíšené na základe výrazných rozdielov v litostratigrafickej náplni, styk týchto jednotiek je tektonický) a priložená tektonická mapa v mierke cca 1 : 100 000 bola použitá pre generálnu geologickú mapu 1 : 200 000 (list Ostrava) (Roth et al., 1962).

Mapovacie práce v magurskom flyši medzi Dlhopoľskou dolinou a Kysucou (Matějka a Chmelík, 1956) boli doplnené sedimentárno-petrografickými (Eliáš, 1956) a mikropaleontologickými prácami (Hanzlíková, 1956).

Mapovanie čela magurského príkrovu umožnilo členenie solánskych vrstiev na spodnú a vrchnú časť, respektíve na bridličnato-pieskovcové a pieskovcové vrstvy (Pesl, 1951; Menčík, Pesl a Plička, 1954, 1956). V priestore Girovej (juž-

* V histórii regionálneho výskumu rozoznávajú Roth et al. (1962) tri základné etapy. Do prvej etapy spadajú práce Hoheneggera (1861), k druhej zaraďujú práce bývalého geologického ústavu Rakúsko-Uhorska: Beck a Götzinger (1932), Burtanówna, Konior a Ksiazkiewicz (1937). Tretiu etapu začal v roku 1945 *Ústřední ústav geologický*.

ne od Jablunkova) vyčlenil Pěsl (1962) v rámci *spodných solánskych vrstiev* biotitovú fáciu (paleocén). Profil tu zdola nahor tvoria:

1. *pieskovcovo-ílovcové vrstvy* (hrúbka 200 m) s 30 – 200 cm hrubými lavicami hrubozrnných biotitových arkózových pieskovcov;

2. *pestré ílovcové vrstvy* (hrúbka 100 m): tenko vrstvený flyš s prevahou červenohnedých, sivozelených a zelených ílovcov prevrstvených 2 – 5 cm hrubými vrstvami modrosivých vápnitých pieskovcov a pelosideritov, v nadloží sa objavujú lavice sivých strednozrnných vápnitých biotitických pieskovcov;

3. *pestré ílovcovo-pieskovcové vrstvy* (800 m): stredne až hrubo vrstvený flyš so sivými a zelenými ílovcami a pieskovcami s biotitom (hrúbka 15 – 250 cm) a polohy sklzových biotitických pieskovcov;

4. *vrchné* (pieskovcové) *solánske vrstvy* (bez biotitu).

Južne od Bílej na Smradlave stratigrafiu solánskych vrstiev spresnili Pesl a Hanzlíková (1963) takto:

a) *ílovcovo-pieskovcové vrstvy* (150 m) paleocénneho veku – podľa autorov ide pravdepodobne o „bazálny člen" paleogénu račianskej série;

b) *pestré ílovcové vrstvy* paleocénneho veku;

c) *pieskovcovo-ílovcové vrstvy* (500 – 800 m), ktoré na základe mikrobiostratigrafie s redepozíciami z kriedy* prisúdili paleocénu;

d) *pieskovcové vrstvy* ("vrchné solánske") (200 m) ako najvyšší komplex solánskeho súvrstvia v priamom podloží belovežských vrstiev.

Nová etapa výskumov flyšovej zóny sa začala po zostavení generálnej geologickej mapy ČSSR v mierke 1 : 200 000. Územie kysuckého regiónu je zobrazené na listoch Trstená (Roth et al., 1963), Žilina (Maheľ et al., 1962) a Ostrava (M-34-XIX) s vysvetlivkami (Roth et al., 1962). Mapy tejto edície sa používali až do dnešných dní.

Pesl a Menčík (1964) opísali profil cez antiklinálne oščadnické pásmo a synklinálne pásma Kalinovho vrchu a Kýčerky so stratigrafiou: a) *bridličnato-pieskovcové vrstvy* (neskorá krieda – paleocén), b) *pieskovcovo-bridličnaté vrstvy* s vložkami červenohnedých ílovcov (paleocén – starší eocén), c) *pieskovcový komplex*. V nadloží sú zlínske vrstvy reprezentované komplexom s pasierbieckym pieskovcom a ďalším pieskovcovým súborom, ktorý je pravdepodobne litologicky zhodný s vrstvami opísanými Książkiewiczom (1963) ako osielecké pieskovce. Drobnorytmický flyšový súbor je litofaciálne zhodný so spodnými zlínskymi vrstvami a stredne až hrubo vrstvený pieskovcový komplex s vrstvami kýčerského vývoja.

Solánske súvrstvie vo vrte Staškov S-1 a v staškovskej zóne opísali Hanzlíková a Pesl (1964), Pesl (1965) a Menčík (1974), vo vrte Soláněc-1 Eliáš (1968) a vo vrte Lidečko-1 (pri Vsetíne) Pesl et al. (1973). Podľa týchto prác v solánskom súvrství možno odspodu sledovať postupnosť: *bridličnato-pieskovcové*

---

* Uvádzané aglutinované spoločenstvá sú širšieho rozsahu, možno ich označiť za senónsko-paleocénne! (pozn. M. P.).

vrstvy, *pestré vrstvy* (spodné), *bridličnato-pieskovcové vrstvy*, *pieskovcové vrstvy* a *vrchné pestré vrstvy*, a to v priamom podloží belovežských vrstiev. Výrazná je nestálosť hrúbky a priestorového rozšírenia týchto členov. Preto boli vyčlenené litofaciálne zóny spodného oddielu paleogénu (Pesl, 1965).

Pesl (1968) prepracoval charakteristiku litofácií paleogénu v magurskej jednotke, kde solánske súvrstvie člení na spodné, bridličnato-pieskovcové vrstvy (a), v ktorých rozlišuje fáciu s organodetritickými pieskovcami a fáciu s biotitickými pieskovcami. Nad nimi sú vrchné, pieskovcovo-zlepencové vrstvy (b).

V zlínskych vrstvách račianskej jednotky Pesl (1964, 1968) rozlíšil niekoľko litofaciálnych vývojov a označil ich ako vsetínske, kýčerské a bystrické vrstvy. V západnej časti magurského flyšu pre „spodné zlínske vrstvy" v zmysle Matějku a Rotha (1956) zaviedol názov újezdské vrstvy.

Rozdelenie račianskej a bystrickej „fácie" vrchného oddielu paleogénu je založené na litofaciálnom princípe. Kritériom odlíšenia račianskej a bystrickej „fácie" (vrchného oddielu paleogénu) je neprítomnosť pieskovcov „luhačovickej fácie" v bystrickom priestore. Pretože charakteristika račianskych zlínskych vrstiev (prevažne ílovcové, až 10 m hrubé vrstvy lastúrnato odlučných ílovcov, v spodnej časti vzácne s ílovcami „láckeho" typu; pieskovce sú glaukonitické, jemno- až strednozrnné, miestami drobnozlepencovité, v laviciach hrubých niekoľko cm až 6 m a v niektorých častiach ... sú pieskovcové „pásma" hrubé až 30 m) je podobná ako v prípade bystrických vrstiev (Roth et al., 1962; Pesl, 1968), oddelenie týchto dvoch súvrství nemá dostatočnú oporu v uvádzaných kritériách a definícii. Istou zvláštnosťou je výskyt organodetritických vápencov z okolia Valašského Meziříčí. Na základe výskytu drobných globigerín boli zlínske vrstvy vekovo zaradené do stredného až mladšieho eocénu. Najmladšie horizonty sa nachádzajú v externej zóne (křivské pásmo) a sú až ranooligocénne.

Názory na geologickú stavbu ovplyvnilo aj odvŕtanie vrtu Oščadnica-1 do hĺbky 1 360 m s rozporne interpretovaným profilom, keď stáli proti sebe názory Eliáša et al. (1969) a Matějku (1962, in Chmelík, 1966). Zatiaľ čo A. Matějka zastával názor, že vrtom boli zachytené súvrstvia sliezskej jednotky už od hĺbky 405 m, M. Eliáš sa jednoznačne vyjadril o príslušnosti celého vrtného profilu k magurskej jednotke (zlínske súvrstvie).

Vrt bol vyhĺbený s cieľom výskumu „štruktúry Oščadnica" (Matějka, 1962). Podľa analógie s vrtmi v doline Sóli v Poľsku (Koźikowski, 1958) mal prevŕtať magurské nasunutie a zistiť charakter vrstiev pod ním, získať podklady na hodnotenie roponosnosti prevŕtaných vrstiev a možnosti výskytu minerálnych jódobrómových vôd na liečebné využitie. Vrt nedosiahol projektovanú hĺbku 2 000 m, v hĺbke 1 360 m vznikla havária.

Na základe celkového zhodnotenia vo vrte Oščadnica-1 sa Eliáš (l. c.) priklonil k takémuto profilu:

0 – 125 m: spodný oddiel paleogénu oščadnického antiklinálneho pásma (t. j. „oščadnickej štruktúry" – Matějka, 1962) vzniknutého spojením opialovského a poganského antiklinálneho pásma (Matějka a Roth, 1949);

– 595 m: „vrchné zlínske vrstvy" synklinálneho pásma Lieskovca;

– 665 m: „vrchné zlínske vrstvy" synklinálneho pásma Lieskovca s „ílovcami menilitového typu";

– 1 360 m: nadložie „vrchných zlínskych vrstiev" synklinálneho pásma Lieskovca.

V tejto interpretácii M. Eliáša bol celý vrtný profil priradený k račianskej jednotke, a to v prevrátenom vrstvovom slede. Interpretácie Matějku (in Eliáš et al., 1969) a Chmelíka (1966) s uvedením údajov Hanzlíkovej (in Eliáš et al., 1969) pripúšťajú však aj verziu, že od hĺbky 405 m bola navŕtaná sliezska jednotka, jej „krosniansko-menilitová séria". Je to podopreté starším názorom Kožikowského (1956), ktorý predpokladá zásah jednotky Ropy-Pisarzowej (ekvivalent tzv. hlbinnej jednotky Sóli) plytko v podloží magurského príkrovu, a to až do priestoru pod Turzovkou.*

Pesl et al. (1987) v podrobnom mapovaní na Morave spresnili definície a členenie solánskeho súvrstvia na *pieskovcovo-zlepencové vrstvy* (200 m) a *ráztocké vrstvy* (ílovcovo-pieskovcový flyš s biotitovými pieskovcami a živcami) veku senón až paleocén v celkovej hrúbke 100 m**.

V zlínskych vrstvách Pesl (l. c.) odlíšil: a) rusavské pieskovcovo-zlepencové vrstvy hrubé 300 m s vekom stredný/mladší eocén (NP 17), b) křivské vrstvy na okraji magurskej jednotky, c) újezdské vrstvy (arkózové a glaukonitové pieskovce s lastúrnato odlučnými ílovcami mladšieho eocénu s *Isthmolithus recurvus* a *Reticulofenestra oamaruensis*), d) vsetínske vrstvy s glaukonitovými pieskovcami.

Biostratigrafickým výskumom foraminiferových spoločenstiev v litostratigrafických sekvenciách sa zaoberala Hanzlíková (1961 – 1973) a revíziou i novým zberom makrofauny vo vrstvách sliezskej jednotky Houša (1961, 1978) a Vašíček (1971 – 1981). Boli doplnené sedimentologické výskumy (Eliáš, 1970) a sedimentárno-petrografické výskumy (Krystek, 1973; Peslová, 1971; Žůrková, 1975). Podstatný pokrok dosiahol Roth (1980) vo výskume tektoniky a tektogenézy.

V roku 1985 bola vydaná prehľadná geologická mapa Beskýd a Podbeskydskej pahorkatiny v mierke 1 : 100 000 (Menčík a Tyráček, 1985), ktorá zahŕňa aj priľahlý okraj magurskej jednotky.

Vek solánskeho súvrstvia západne od Makova na profile Uzgrúň doložili Pesl a Švábenická (1988). V tenko vrstvenom flyši s pelosideritmi a s „vápencami" v priamom podloží belovežského súvrstvia preukázali nanoplanktónovú zónu *N. frequens* (CC 23). Nižšie Švábenická (l. c.) zistila zónu *L. quadratus* (CC 21?) a podarilo sa nájsť sedimentárny záznam eventu krieda/paleogén (Pesl a Švábenická, 1988; Švábenická et al., 1997; Bubík et al., 1999, 1997 a Bąk, 1999).

Územie Kysúc v rámci základného geologického mapovania edície máp mierky 1 : 25 000 mapovali Potfaj a Haško (1978; list Terchová) a Potfaj et al. (1979; list Nová Bystrica).

---

* Najnovšie sa nám podarilo získať zvyšky vrtných jadier z vrtu Oščadnica-1, ktoré vyhodnocujeme. Predbežne však interpretácia vrtného profilu M. Eliáša sa javí ako pravdepodobnejšia.

** Podľa opisov dedukujeme, že v rámci belovežských "vrstiev" je vo vyššej úrovni zahrnuté aj vychylovské súvrstvie (pozn. M. P.).

Potfaj et al. (1979) na liste Nová Bystrica v zlínskych račianskych vrstvách rozlíšili zlínsku fáciu – ílovcovú – s drobovými, viac-menej glaukonitickými pieskovcami. Vek tejto časti vrstiev udávajú ako lutétsky. Pieskovcová fácia sa vyvíja z predchádzajúceho typu pribúdaním drobových vápnitých pieskovcov. Hranicu autor konvenčne stanovil tam, kde pomer pieskovcov k ílovcom je väčší alebo rovný 1. Pieskovcová fácia zodpovedá magurským vrstvám v muskovitovej fácii v zmysle Żytka (1962). Bola tu vyčlenená nová litostratigrafická jednotka – vychylovské súvrstvie ako súčasť vrstvového sledu bystrickej jednotky v strednom eocéne.

Magurská aj sliezska jednotka zasahujú na územie troch štátov (Slovensko, Česko a Poľsko), z čoho vyplýva ešte aj v súčasnosti nejednotnosť v nomenklatúre a v názoroch na litostratigrafické celky. Preto česko-slovenské členenie sa v niektorých litostratigrafických hraniciach nekryje s používaným členením sliezskej jednotky v Poľsku (Kśiażkiewicz, 1956; Ślączka a Kaminski, 1998)*.

Na bezprostredne susediacom území z Poľskej strany robili výskumy Koźikowski (1956, 1958), Żytko (1962), Rylko (1992 – 1994, in lit.) a i. Tieto práce vychádzajú z odlišného litologicko-stratigrafického poňatia a poľskí autori použili tradičnú terminológiu poľskej školy (inocerámové, pestré, hieroglyfové, podmagurské a magurské vrstvy).

Podrobný opis litofácií Sikoru a Żytka (1959) a Żytka (1962) umožňuje koreláciu jednotlivých litostratigrafických jednotiek.

Żytko (1962) vyčlenil na V od Veľkej Rače štyri šupiny s čiastočne odlišnou stratigrafiou. Najjužnejšia má vrstvový sled zhodný s bystrickou jednotkou. V troch externejších šupinách vrstvový sled sa začína inocerámovými vrstvami (v južnejšej so szczawinskými pieskovcami) s pestrými bridlicami v nadloží. Mástrichtský vek szczawinských pieskovcov dokladá nálezom *Orbitoides media, O. apiculata* a *Lepidorbitoides minor*. Vyššie nasledujú strednoeocénne „pasierbiecke pieskovce" a „hieroglyfové vrstvy". V ich nadloží sú tzv. magurské pieskovce. V externej šupine sú v „glaukonitovej fácii", v dvoch vnútornejších šupinách v „muskovitovej" fácii. Żytko (l. c.) konštatuje vyklinenie pasierbieckych pieskovcov severným smerom a súčasne smerom na juh ich nahradenie „osieleckým litotypom". V magurských pieskovcoch uvádza pestré a červené ílovce.

Rylko (1978) síce územie severne od Pilska v okolí Smerekowky zaradil do bystrickej jednotky, no zdá sa, že istá časť môže patriť aj do internejších zón (račianskej). Vyčlenil tu normálne inocerámové vrstvy s vložkami pestrých (červených) ílovcov vo vyššej časti. Belovežské „vrstvy" v území tvorí tenko vrstvený flyš a „łącké margle" zas hrubo vrstvené, lastúrnato odlučné ílovce s glaukonitickými pieskovcami.

V stratigrafii račianskej jednotky len niekoľko km na V od Veľkej Rače udáva Rylko (1992) hieroglyfové vrstvy (250 m) v priamom podloží magurských pieskovcov. Z ílovcov hieroglyfových vrstiev určila Malata (in Rylko et al., 1992) aglutinované foraminifery s *Cyclammina amplectens*, a tak ich zaraďuje do stredného eocénu. Prechod do „magurských pieskovcov" je postupný, pribúdaním pieskovcov.

---

* Ide napríklad o rozdielny názor na vzťah istebnianskych vrstiev k ich nadložiu a vymedzenie hraníc medzi staršími súvrstviami.

Rylko (1994) potvrdil členenie magurskej jednotky na „podjednotky" – račiansku a bystrickú – a ich ďalšie členenie na jednotlivé štruktúry s niekoľkokilometrovým násunom čiastkových jednotiek na seba. Odlišnosťou oproti česko-slovenským mapám (Matějka a Roth, 1949; Roth et al., 1962, 1963; Potfaj et al., 1979) je zaradenie južnej šupiny račianskej jednotky [od k. Orol (1 114 m) na k. Bugaj (1 140 m) a na Javorinke] k bystrickej jednotke, a nie k račianskej, podobne, ako to spravil aj Žytko (1962). V podrobnejšom členení autor zastáva skôr Matějkove členenie na antiklinálne a synklinálne pásma.

Korelácia stratigrafických jednotiek sa najnovšie urobila na geologických mapách 1 : 500 000 a vo vysvetlivkách k nim (Potfaj in Biely et al., 1996; Lexa et al., 2000). Lokálnu koreláciu rôzne pomenovaných súvrství s podobnou litologickou náplňou v oblasti Pilska na Orave urobil Pivko (1998). Prehľad tektonického vývoja a stratigrafie západného krídla magurského príkrovu podávajú Stráník et al. (1993).

Sliezska jednotka

Základné poznatky o geologickej stavbe godulského vývoja sliezskej jednotky priniesli Hohenegger (1855, 1861), Paul a Tietze (1877), Uhlig (1883) a Liebus a Uhlig (1902).

Zhodnotením starších názorov na stavbu godulského vývoja sliezskej jednotky sa zaoberali Matějka a Roth (1949b, 1949d, 1952, 1954a, 1954b) a Roth a Matějka (1953), ktorí vo svojich prácach podávajú aj litostratigrafické delenie vrstiev.

Vzhľadom na obmedzené teritoriálne vystupovanie sliezskej jednotky na slovenskom území boli jej geologické pomery skôr doménou českých a poľských geológov. Stratigrafiu opisuje napr. Eliáš (1970).

V istebnianskych vrstvách (pieskovcovo-zlepencové sekvencie) podľa Eliáša (1970) vystupujú kremenné, arkózové a drobové pieskovce, zväčša drobnozlepencové. Odlišujú sa polohy s prevahou ílovcov – „prevažne pelitický vývoj". Vek istebnianskych vrstiev v Moravsko-sliezskych Beskydoch nálezom amonitu z údolia Ostravice doložili už Liebus a Uhlig (1902). Tento nález podľa Matějku a Rotha (1949, 1952) poukazuje na mástrichtský vek.

Podmenilitové súvrstvie sa skladá z litologicky rôznorodých sekvencií, buď s prevahou pelitickej, alebo piesčitej sedimentácie. Na ich základe Eliáš (1970) rozoznáva monotónny pelitický a flyšový vývoj. K nim sa pridružujú vložky červenohnedých ílovcov (pestrý pelitický flyšový vývoj). Prevažne pieskovcovo-zlepencová sedimentácia bola v tzv. ciężkowickom pieskovci (= hruborytmický piesčitý flyš) (op. cit.)*.

Medzi *istebnianskymi vrstvami* a *ciężkowickým pieskovcom*, ktorý na rozhraní paleocénu a staršieho eocénu vytvára šošovkovité telesá, Matějka a Roth (1949,

* Rozlišovanie sedimentárnych sekvencií istebnianskeho pieskovca podľa vápnitosti, spôsobu vetrania a podľa kvantitatívneho zastúpenia exotík v zlepencoch na hrádocký a bukovecký typ je podľa Rotha et al. (1962) rámcové a nepostihuje variabilitu litologickej premenlivosti tohto súvrstvia.

1952) rozlišujú regionálne rozšírený horizont červenohnedých ílovcov. S ním je do nadložia spojená niekoľko metrov hrubá sekvencia tmavosivých, zeleno prúžkovaných ílovcov prevrstvených prachovcami, pieskovcami a pelosideritmi.

Hanzlíková (1972) v istebnianskom súvrství vyčlenila 5 mikrobiostratigrafických zón v rozpätí od spodného kampánu po dán. Najmladšia zóna (dán) litologicky zahŕňa najvyššiu polohu čiernosivých ílovcov, ktorou istebnianske vrstvy prechádzajú do podmenilitového súvrstvia (Matějka a Roth, 1952).

V starších prácach je vek podmenilitových vrstiev uvedený ako *vyšší paleocén* až *nižší vrchný eocén* (Matějka, 1949; Matějka a Roth, 1952; Menčík, 1960). Ani v jednom prípade v Moravsko-sliezskych Beskydoch nie je zachovaný úplný vrstvový sled podmenilitového súvrstvia, ktoré vystupuje v tektonickom styku s útržkovite zastúpeným menilitovým súvrstvím.

Menilitové súvrstvie v okolí Rožnova pod Radhoštěm a Vidče opísali Pesl et al. (1972), kde:

1. bázu tvoria lavicovité (80 – 200 cm), drobno- až strednozrnné sivé arkózové a kremenné pieskovce s glaukonitom alebo leptochloritom (Eliáš, 1970);
2. v strednej časti sú čierne nevápnité ílovce s vrstvami čiernych rohovcov s vrstvičkami modrosivých prachovcov a jemnozrnných pieskovcov;
3. najvyššie sú sivohnedé vápnité ílovce so šošovkami tmavých rohovcov (l. c.). Vysoký podiel klastických sedimentov v tomto súvrství Stráník (1981) porovnáva s klivskými pieskovcami. Podobnú litológiu menilitového súvrstvia z okolia Mostov u Jablunkova opisuje (Pesl et al., 1978), kde Menčík et al. (1970) nezistili väčšie nahromadenie pieskovcov. V najstaršej časti sa tu objavujú hnedé vápnité ílovce s čokoládovohnedými rohovcami a vrstvičkami drobno- až strednozrnného kremitého glaukonitického pieskovca. Vyššia časť súvrstvia patrí tmavohnedým piesčitým ílovcom s lupeňovitým rozpadom (tzv. *papierové bridlice*) so zvyškami rybích šupín.

Menilitové súvrstvie Roth et al. (1962) síce zaradili do *vyššej časti vrchného eocénu*, ale Stráník (1981) a Hanzlíková (1981) na základe širšieho regionálneho výskumu interpretovali jeho oligocénny vek.

Krosnianske súvrstvie postupne skúmali Tietze (1889), Burtanówa, Konior a Kśiażkiewicz (1937) a Matějka a Roth (1949). V najnižších častiach sú vložky tmavohnedých ílovcov, podobných tým z menilitového súvrstvia. Tento vrstvový sled pri j. okraji Jablunkova dosahuje hrúbku niekoľko desiatok metrov (Pesl a Hanzlíková, 1963). Krosnianske *vrstvy* (súvrstvie) sa vyznačujú modrosivými vápnitými, jemno- až strednozrnnými pieskovcami so sivými prachovitými ílovcami. Podľa Matějku a Rotha (1949) vek krosnianskych vrstiev zodpovedá vrchnému eocénu. Neskôr Hanzlíková (in Roth et al., 1962) určila vrchnoeocénny až spodnooligocénny vek. Na základe neskoršieho biostratigrafického výskumu Novotná (in Jurková, 1977) a Hanzlíková (1981) pokladajú vek krosnianskeho súvrstvia za oligocénny.

Bradlové pásmo

Najstaršie známe údaje o bradlovom pásme v jv. časti územia pochádzajú od Štúra (1860), Uhliga (1903, 1907) a Liebusa a Uhliga (1902). Pokrok vo výskume bradlového pásma znamenajú práce Andrusova (1931, 1938; prehľadne in Buday et al., 1967), ktorý podrobne litologicky a faciálne opísal väčšinu súvrství a časť územia bola zobrazená na geologickej mape (Andrusov a Kuthan, 1944). Andrusov (l. c.) rozlíšil prechodné vývoje medzi „sériou subpieninskou" a pieninskou (pruský, podbielsky a kysucký).

Na tieto výsledky nadviazali Scheibner a Scheibnerová (1958, 1969), Scheibner (1958) a Scheibnerová (1960, 1961), ktorí vyčlenili niekoľko nových litostratigrafických jednotiek a na základe foraminifer spresnili vek niektorých súvrství kysuckej jednotky. Podrobné geologické mapovanie žilinského úseku bradlového pásma v mierke 1 : 25 000 s vyčlenením niektorých nových litostratigrafických jednotiek spravili Haško (1973, 1975, 1978) a Haško a Potfaj (1976). Stav vtedajších poznatkov je zaznamenaný na mape v mierke 1 : 50 000 (Haško a Polák, 1979). Sprievodné vysvetlivky obsahujú podrobnú litostratigrafiu a názory na geologickú stavbu.

Stratigrafiou litologických celkov bradlového pásma v mapovanom území sa zaoberali Samuel a Salaj (mikrofauna; in Haško a Polák, 1979), Reháková (napr. in Vašíček et al., 1992) a Ožvoldová (1989).

Analýzou ťažkých minerálov a obliakov sa podarilo lepšie spoznať geologickú stavbu sliezskej a juhomagurskej kordiliery (Krystek, 1962; Eliáš, 1961a, b; Winkler a Slaczka, 1994; Štelcl, 1989; Mišík et al., 1991; Cieszkowski et al., 1999; Hanžl et al., 1999). Napríklad Mišík et al. (1991) analýzou strihovských zlepencov krynickej jednotky preukázali prítomnosť obliakov iného geologického zloženia, než mala čorštynská kordiliera. Tým dokazujú existenciu juhomagurskej kordiliery odlišného zloženia. K poznaniu severného okraja bazénu prispeli aj Eliáš (1963, 1961b), Rakús (1987) a Soták (1992) štúdiom zdroja sedimentárneho materiálu a olistolitov mezozoických hornín v solánskom súvrství.

Kvartérna geológia

Kvartérne riečne sedimenty v oblasti Kysuce sa v minulosti podrobnejšie neskúmali. Recentné štrkové náplavy opisuje Horniš (1962). Informácie o rozsahu terasových sedimentov sa dajú vyčítať z viacerých správ o inžinierskogeologickom prieskume pri stavebných prácach (Bodorová, 1990; Frnčo et al., 1980; Malý, 1974; Rybáriková, 1987, 1989; Srnánek, 1961; Tužinský, 1965; Zbihlej, 1975...). Kvartér širšieho územia v regionálnom zábere spracovali Macoun (1961), Šibrava (1962) a Macoun et al. (1962).

V rámci výskumu na zostavenie geologickej mapy regiónu povodia Kysuce bol podrobnejšie spracovaný kvartérny vývoj sedimentov v okolí Radole neďaleko Kysuckého Nového Mesta (Potfaj a Vass, 1998).

Orientačný hydrogeologický prieskum riečnych náplavov povodia Kysuce a jej prítokov (Tužinský, 1965) sa vykonával s cieľom overiť ich hrúbku a zvodnenie. Napríklad vo vrte ČV-1 sa zistila hrúbka štrkov 2,4 m, vo vrte ČV-2 je 7,1 m.

Rozsiahlejšie prieskumné práce boli spojené s výstavbou líniových komunikačných stavieb na ťahu Žilina – Čadca (železnica, diaľnica) a líniových energovodov (VVN, plynovod). Tie sa však zväčša dotýkali povrchovej úrovne (sondy, ryhy a plytké vrty) a ich vyhodnotenie má inžinierskogeologický charakter.

V území sv. od Čadce v trase diaľničného ťahu Čadca – Skalité sa vykonali vrtné a výkopové prieskumné práce (Jadroň, 1993; Pánek et al., 1997). Navrhnutá trasa je vedená po teréne, mostných objektoch, poloestakáde a v tunelovom objekte (nad obcou Horelica), pre ktorý sa realizoval geologický prieskum (Rentka et al., 1999).

Hodnotenie geologickej stavby Kysúc ovplyvnili aj geofyzikálne práce. Z celého územia Kysúc je vypracovaná tiažová mapa (aj s odvodeninami) v mierke 1 : 100 000 (Šutora et al., 1983). Zvláštny prínos znamenal seizmický prieskum zo sedemdesiatych a osemdesiatych rokov minulého storočia (Cahelová et al., 1974, 1978; Daněček et al., 1988). Cez Kysuce bolo odmeraných niekoľko desiatok kilometrov reflexných seizmických profilov s časom registrácie od 5 do 12 s (twt) (obr. 12). Viaceré z nich boli predmetom neskorších reinterpretácií, z ktorých uvádzame Atlas seizmických rezov (Vozár et al., 1999).

GEOLOGICKÁ STAVBA

Na geológii územia sa zúčastňujú tri základné tektonické geologické celky. Od severozápadu na juhovýchod sú to: sliezsky príkrov, magurská jednotka a bradlové pásmo. Sliezsky príkrov na naše územie zasahuje iba v obmedzenej miere a na povrch vystupujú iba jeho vyššie (paleogénne) litostratigrafické jednotky s pomerne plochým uložením. Na šikmú rampu sliezskeho príkrovu je od juhu nasunutý šupinovo-vrásový systém magurskej jednotky. Magurské sedimenty v rozpätí od mladšej kriedy po starší oligocén(?) na základe litofaciálnej charakteristiky jednotlivých sekvencií možno rozčleniť na litostratigrafické, resp. litofaciálne jednotky. Navyše, podľa špecifických zoskupení do vrstvových sledov sa vyčleňujú pozdĺžne litofaciálne zóny (Pesl, 1965, 1968). Hranice týchto zón nie sú vždy výrazné, no vzhľadom na husté tektonické členenie magurského príkrovu na štruktúrne zóny bola litofaciálna hranica stotožnená s tou-ktorou štruktúrnou hranicou. To bol základ odlišovania čiastkových litofaciálno-tektonických jednotiek – račianskej, bystrickej a oravskomagurskej (Matějka a Roth, 1956) (v ďalšom texte pre ne používame skrátené označenie *jednotka*).

Račiansku čiastkovú jednotku po vonkajšom obvode magurského príkrovu charakterizuje prítomnosť kýčerských pieskovcov, špecifické solánske súvrstvie a riečanské pieskovce spodného belovežského súvrstvia. Bystrickú jednotku vyznačujú hrubé bystrické vrstvy a na viacerých miestach vychylovské súvrstvie. Oravskomagurská jednotka je v regióne zastúpená len nepatrne, pozdĺž južného okraja na styku s bradlovým pásmom. Sú tu rudimenty tektonicky rozdrvených súvrství oklieštěného vrstvového sledu (magurské pieskovce, malcovské a raciborské súvrstvie). Magurská jednotka (vyššieho rádu) má v reze vejárovitú stavbu. Severné (vonkajšie) štruktúry sú uklonené na juh, stredná časť – najmä bystrická jednotka – je postavená strmo a s bradlovým pásmom sa stýka cez takmer vertikálne rozhranie.

Bradlové pásmo buduje kysucká jednotka, tu, v jej domovskej oblasti. Vrstvový sled je od posidóniových vrstiev (álen) až po gbelianske sliene (kampán – mástricht). Do bradlového pásma sú tektonicky včlenené aj súvrstvia klapskej(?) jednotky vyskytujúce sa na jv. okraji kysuckého regiónu.

CHARAKTERISTIKA LITOFACIÁLNYCH JEDNOTIEK

SLIEZSKY PRÍKROV

Istebnianske súvrstvie (14)

Istebnianske súvrstvie sa vyznačuje dominantným výskytom pieskovcov a zlepencov svetlosivej farby s okrovohnedým zvetraným lemom. V nižšej časti súvrstvia, od kóty Veľký Polom (1 067 m) na SV (*Cesnaková – Na skale*) po potok Ráztoky (hranica s ČR), ako aj jv. od kóty Malý Polom (1 061 m), Polomka (984 m) a Súľov (943 m) až po potok Predmieranka vystupujú pieskovce a zlepence v laviciach hrubých 1,3 – 5 m.

Pieskovce sú kremenné, arkózové, miestami aj drobové, stredno- až hrubozrnné, ale väčšinou drobnozlepencové. Vrchná časť pieskovcových lavíc je jemnozrnná, s vyšším podielom živcov. Niektoré lavice obsahujú zuhoľnatenú rastlinnú sečku, prípadne zvýšený podiel muskovitu a ojedinele závalky sivočierneho ílovca. Na niektorých spodných vrstvových plochách pieskovcov sú stopy po vtláčaní a sporadicky aj bioglyfy.

Zlepence sú gradačne zvrstvené, nezriedka s viacnásobnou gradáciou. Zlepencová frakcia sa kumuluje pri spodku lavíc, uprostred tvorí šošovkovité polohy s neostrými hranicami. Drobnozrnné ortokonglomeráty sú monomiktné (s obliakmi bieleho kremeňa) a polymiktné (kremeň, granitoid, pararula). Pri laze Papíkovci a východne odtiaľ je 6 m hrubý parakonglomerát s tmavou ílovito-piesčitou základnou hmotou. V jeho materiáli prevláda kremeň (0,5 – 5 cm v priemere) nad úlomkami biotitického granitu s granátmi a pararulami (4 – 6 cm), drobového pieskovca (15 – 26 cm) a vápencov (5 – 15 cm).

Výsledky štúdia „tilloidných" zlepencov z Moravsko-sliezskych Beskýd (Peslová, 1971) poukazujú na rôznorodý petrografický charakter obliakov zlepencov a indikujú aj čiastočnú recykláciu materiálu zo starších zlepencov.

Pieskovce a zlepence sú na niekoľkých miestach prevrstvené prachovito-piesčitými sivočiernymi ílovcami hrúbky od 0,5 cm do 30 cm. V nadloží (napr. južne od lazu *Marejkovci*) je 2 – 4 m hrubá sekvencia piesčitých sivočiernych ílovcov, ktoré sú prevrstvené laminovanými siltovcami a vrstvami sivého strednozrnného pieskovca (od 1 do 38 cm). Vzácne sa vyskytujú 2 – 3 cm hrubé polohy pelosideritu. V priestore lazu *Koniarovci* v pravom brehu potoka vystupuje 2-metrová poloha sivočiernych ílovcov, detailne prevrásnených. Nie je vylúčené, že tu ide o kontakt s nižšou šupinou (blokom?), kde prevažujú pieskovce a zlepence (hrubé 1,1 – 2,5 m). Tie pokračujú v smere na SV na laz *Na Uhorskej* a jjz. od hraničnej kóty Čuboňov. Lavice pieskovcov a zlepencov sú oddelené laminami sivočiernych ílovcov (0,5 – 1 cm).

V nadloží sv. od osady *Vrchpredmier* vystupuje pruh hrúbky 15 m s nevýraznou prevahou pelitov prevrstvených tenko- až hrubodoskovitými strednozrnnými kremennými (drobovými) pieskovcami, drobnozrnnými zlepencami a laminovanými siltovcami. Interval sivočiernych ílovcov sa v smere na SV pomerne rýchlo vytráca. Južne od osady Vrchpredmier smerom na kótu Vrchpredmier sa charakter mierne mení – je tu strednorytmický flyš (sensu Eliáš, 1970), v ktorom sú nie príliš hrubé, tenko vrstvené úseky.

Smerom do nadložia sa hrúbka vrstiev zmenšuje (0,3 – 3 m) a sú prevrstvené siltovými sivočiernymi ílovcami a laminovanými siltovcami s hrúbkou do 30 cm. Majú zvýšený obsah muskovitu a zuhoľnatenej rastlinnej drviny. Takéto ílovcové prevrstvenia sú výraznejšie smerom na juhozápad.

Južnejšie je v súvrství prevaha pieskovcov a zlepencov s hrúbkou lavíc 1 – 5 m, ojedinele 8 – 10 m. Vyššie (osada *Žubrinovci*) je sekvencia sivočiernych piesčitých ílovcov, prevrstvená 1 – 23 cm hrubými vrstvami sivých strednozrnných kremenných pieskovcov a laminovaných siltovcov. V tejto časti pomer P = 0,1 a index zvrstvenia I = 1,6.

Medzi osadami *Kopčisko* a *Padyšákovci* na českej hranici je pruh s prevahou pelitov hrúbky 3 – 12 m. Laminované prachovito-piesčité sivočierne ílovce sú kde-tu prevrstvené tenkodoskovitými polohami kremenných pieskovcov a pelosideritmi. Smerom na Z sa ílovcový horizont postupne vytráca.

Prevládajúcim minerálom pieskovcov je poloostrohranný až ostrohranný kremeň a živce. Z ďalších minerálov sa vyskytujú: biotit, ílové minerály, sericit a glaukonit, k akcesorickým patria zirkón, pyrit, uhoľná drvina, leukoxén, muskovit a karbonáty.

V najvyššej časti istebnianskeho súvrstvia, takmer na styku s podmenilitovým súvrstvím, sa svetlosivé strednozrnné kremenno-arkózové pieskovce (5 – 35 cm, ojedinele až 1,3 m) striedajú s prachovito-piesčitými polohami (1 – 2 cm) laminovaných sivočiernych ílovcov s vysokým podielom muskovitu. Na spodných plochách pieskovcov sa nachádzajú stopy po vtláčaní sedimentu, menej bioglyfy, bežná je drobnozrnná zlepencová prímes.

Istebnianske súvrstvie na našom území dosahuje hrúbku cca 1 200 m.

Podľa Rotha et al. (1962) vek fauny z istebnianskeho súvrstvia zodpovedá vyššiemu senónu (mástricht) až spodnej časti paleocénu. Hanzlíková (1972) pre istebnianske súvrstvie stanovila rozpätie od spodného kampánu po dán.

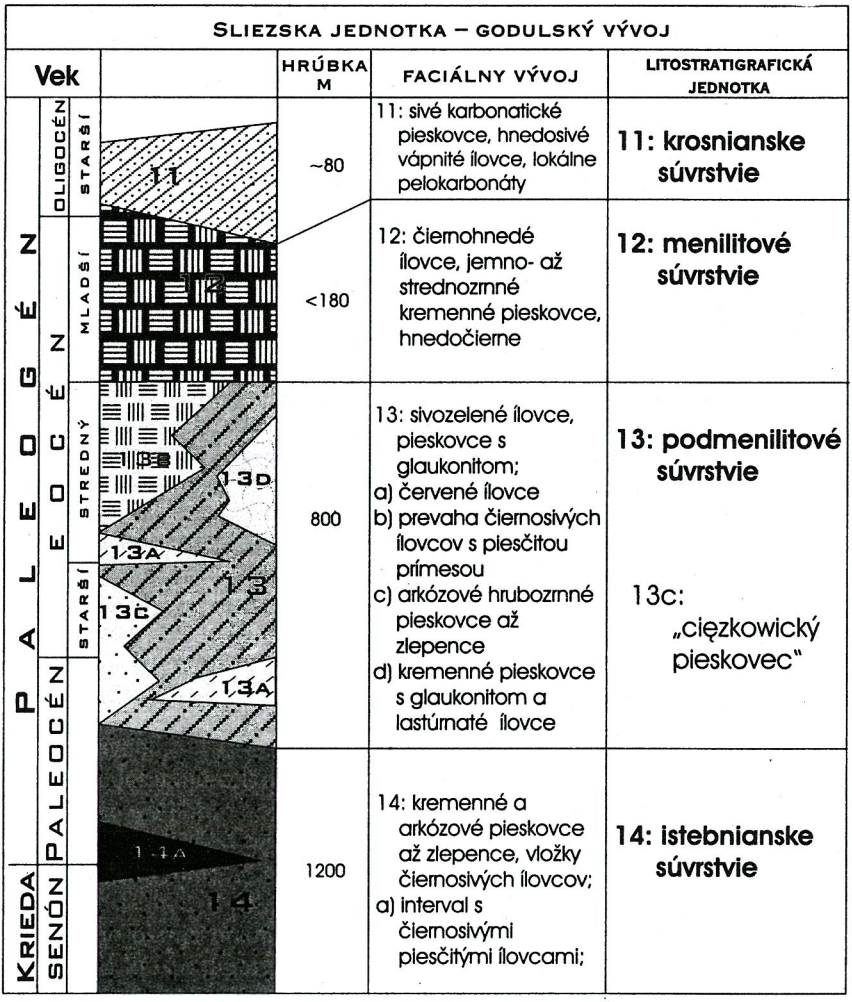
Podmenilitové súvrstvie (13)

Podmenilitové súvrstvie sa skladá z litologicky rôznorodých sekvencií, charakteristických prevahou buď pelitickej, alebo pieskovcovej fácie. Pieskovcový komplex pri spodku súvrstvia je známy pod názvom *ciężkowický pieskovec* (13c) (obr. 4).

Základným poznávacím znakom podmenilitového súvrstvia je prítomnosť zelených ílovcov so sivými a hnedými škvrnami a laminovaným rozpadom.

Zelené ílovce sa miestami striedajú s 10 – 60 cm hrubými zelenohnedými až sivými ílovcami. Sporadicky sú zastúpené tenkodoskovité, jemno- až strednozrnné modrosivé pieskovce (3 – 8 cm).

Podľa Matějku a Rotha (1949, 1952) nad istebnianskym súvrstvím sú sivozelené a tmavohnedé ílovce, prevrstvené strednozrnnými kremennými pieskovcami hrúbky od 1 do 3 cm s bioglyfmi.



Obr. 4 Litostratigrafická schéma sliezskej jednotky v kysuckom regióne (M. Potfaj).

Nad bázou súvrstvia, v pomerne úzkom rozpätí nadobúda prevahu „pieskovcovo-zlepencová" fácia so svetlosivými, jemno- až strednozrnnými (ojedinele hrubozrnnými) kremennými až arkózovými pieskovcami a zlepencami (od 2 cm do 2,2 m). Pri spodku sú lavice s hrubo- až drobnozrnnou zlepencovou prímesou (kremeň), dovrchu lavíc pribúda jemnejší materiál s muskovitom a rastlinnou drvinou. V zlepencoch prevládajú dobre opracované obliaky svetlého kremeňa a miestami v nich nachádzame ílovité závalky. Smerom do nadložia postupne prevládajú zelené nevápnité ílovce s vložkami červenohnedých ílovcov s hrúbkou do 3 m.

Pieskovcovo-zlepencovú fáciu ciężkowického pieskovca označoval Eliáš (1970) ako hruborytmický flyš. Lavice drobno- až strednozrnných polymiktných zlepencov s klastami hornín kryštalinika (granity a ruly) dosahujú hrúbku 1 až 12 m (tab. I, foto 4). Menej sa vyskytujú sivé, stredno- až hrubozrnné kremenné, miestami arkózové pieskovce, oddelené sivočiernymi ílovcami. Charakteristickým znakom je guľovitá odlučnosť v niektorých hrubších polohách pieskovcov a zlepencov (gule s priemerom 0,5 – 1,8 m), napr. v lome pri osade *Megonky* (tab. I, foto 3).

Styk podmenilitového súvrstvia s nadložným menilitovým súvrstvím je nevýrazný, väčšinou však je tektonicky porušený (napr. v koryte pravostranného prítoku Milošovského potoka).

Medzi osadami *Hlavice* a *Hrubý Buk* vystupuje na povrch ílovcová fácia. V *Hrubom Buku* sú nad sivozelenými ílovcami sivočierne ílovce s vložkami jemno- až strednozrnných kremenných a arkózových pieskovcov a laminovaných siltovcov hrúbky 0,5 – 3 cm. V nepatrnom množstve sa vyskytujú sivozelené ílovce. Index zvrstvenia I = 3,4 a P = 0,13 (tab. I, foto 2).

Vo vyššej časti ílovcovej fácie sú sivočierne ílovce prevrstvené sivými strednozrnnými kremennými pieskovcami s glaukonitom a muskovitom v hrúbke 1 – 60 cm. Spodok lavíc je hrubozrnný.

Južne od *Hrubého Buka* v podloží sivočiernych ílovcov prevládajú pelity a pasáže tenko vrstveného flyšu. Sivé, sivozelené až sivohnedé ílovce v hrúbke 1 – 66 cm sú prevrstvené lavicami svetlohnedého nevápnitého strednozrnného kremenného pieskovca (s glaukonitom), pelosideritmi a laminovanými prachovcami. Pomer P = 0,4 a index zvrstvenia I = 10.

V strope sú sivočierne ílovce, v mnohých prípadoch v tektonickom styku so sivými, sivozelenými, sivohnedými a červenohnedými ílovcami. Takéto ílovce Pesl et al. (1972) zaraďovali do stredného, prípadne až do staršieho eocénu.

V nadloží je niekoľko vložiek sivozelených ílovcov a tenko- až stredne vrstvená flyšová sekvencia sivočiernych ílovcov so sivými strednozrnnými kremennými a arkózovými pieskovcami (*monotónny flyšový vývoj* v zmysle Eliáša, 1970). Táto časť podmenilitového súvrstvia na severnom svahu hrebeňa Javorová (875 m) – Hlinené (789 m) sa vyznačuje striedaním nevápnitých sivozelených ílovcov so sivými a sivohnedými ílovcami.

Regionálny horizont červených ílovcov sme v tomto území zistili iba v obmedzenej miere. Z pieskovcov v podmenilitovom súvrství prevládajú drobové pieskovce, menej sú zastúpené kremenné pieskovce s glaukonitom a muskovitom. Pri spodku lavíc býva hrubozrnná, ojedinele až drobnozlepencová prímes (kremeň). Jednotlivé vrstvy pieskovcov dosahujú hrúbku 1 – 80 cm, ojedinele až 1,4 m, ílovce majú hrúbku do 60 cm.

Vyššiu časť podmenilitového súvrstvia Hanzlíková (1972) zaraďuje k spodnému až strednému eocénu.

Zvláštna litofácia podmenilitového súvrstvia s glaukonitovými pieskovcami a s lastúrnatými ílovcami pripomínajúca zlínske súvrstvie sa nachádza v Kornici na Konečnej. Podobnosť so vsetínskymi vrstvami magurskej jednotky nabáda pokladať tieto výskyty za tektonické triesky magurskej jednotky. Zatiaľ sa však pridržame interpretácie Menčíka a Tyráčka (1985), ktorí ich včlenili do podmenilitového súvrstvia sliezskej jednotky.

Hrúbka podmenilitového súvrstvia u nás dosahuje asi 800 m.

Podmenilitové „vrstvy" podľa Rotha et al. (1962) patria do vyššieho paleocénu až nižšieho vrchného eocénu. Menčík et al. (1983) zaraďujú podmenilitové súvrstvie do paleocénu a staršieho až stredného eocénu – prikláňame sa k tejto interpretácii.

Menilitové súvrstvie (12)

Menilitové súvrstvie je v tomto území zastúpené len v niekoľkých útržkoch a je zle odkryté. Základným poznávacím znakom súvrstvia je prítomnosť sivočiernych, premenlivo piesčitých ílovcov v hrúbke 1 – 30 cm, miestami prevrstvených laminovanými siltovcami (1 mm – 1 cm), s ojedinelými vložkami tmavohnedých až čiernych rohovcov. Zriedkavé sú aj 1 cm – 0,9 m hrubé vrstvy jemno- až strednozrnných modrastosivých kremenných a arkózových pieskovcov. Niektoré pieskovce majú šikmé zvrstvenie, niekde sú na spodných vrstvových plochách zachované prúdové stopy a bioglyfy.

Väčšie nahromadenie pieskovcov v menilitovom súvrství je na lokalite pri osade Klin. Vrstvy sivohnedých až sivých strednozrnných kremenných pieskovcov hrúbky 0,5 – 9 cm sú prevrstvené sivočiernymi ílovcami (0,5 – 2 cm). Len ojedinele sa vyskytujú čierne rohovce (0,5 – 2 cm).

K hlavným minerálom pieskovcov patria kremeň a živce, zvýšený je obsah karbonátov, ílové minerály, glaukonit a biotit. Akcesoricky sa objavuje uhoľná drvina, muskovit, leukoxén, pyrit, sericit a turmalín.

Asi 250 m ssz. od osady *Školníkovci* sú odkryté dve 6 m hrubé polohy sivočiernych ílovcov, ktoré sú prevrstvené pieskovcami, podobne ako v zárezе poľnej cesty pri osade *Repčákovci* a pri osade *Kukolanka*. V tomto vrstvovom súbore pomer P = 4 a index zvrstvenia I = 9. Smerom do nadložia pri osade *Za Hrbíkom* nadobúdajú prevahu tmavohnedé nevápnité, premenlivo piesčité laminované ílovce, niekde až s lupeňovitým rozpadom a zátekmi limonitu. Dosahujú hrúbku 1,8 m. V ich podloží je 1 m hrubá poloha sivočier-

nych ílovcov. Na základe podobnej litologickej povahy s ílovcami typu „papierových bridlíc" z jablunkovskej brázdy (Menčík et al., 1970) túto pasáž zaraďujeme do vyššej časti menilitového súvrstvia.

Menilitové súvrstvie pri osade *Križkovci* postupne prechádza do krosnianskeho súvrstvia a prejavuje sa svetlosivými strednozrnnými kremennými pieskovcami s glaukonitom (do 20 cm), ktoré sa striedajú s prachovito-piesčitými polohami (1 – 2 cm) laminovaných sivočiernych muskovitových ílovcov.

Na samote *Kohútovci* prevláda pelitický vývoj s premenlivo piesčitými laminovanými sivočiernymi ílovcami (1 – 50 cm), ktoré sú laminované siltovcami (1 až 10 mm) a s ojedinelými vložkami tmavohnedých až čiernych rohovcov (3 – 10 cm), pelosideritu a 1 – 5 cm hrubými polohami jemno- až strednozrnného sivého kremenného pieskovca. Pomer P = 0,1 a I = 3. Na základe podobnej litologickej povahy ako ílovce z okolia Rožnova pod Radhoštěm (Pesl et al., 1972) ílovce môžu patriť do strednej časti menilitového súvrstvia.

K menilitovému súvrstviu patrí aj výskyt v pravostrannej rokline na *Konečnej* v Kornici, kde popri úlomkoch čiernych ílovcov sú prekremenené ílovce a hnedočierne rohovce. Sporadické vystupovanie tmavohnedých až sivočiernych rohovcov v sivočiernych piesčitých ílovcoch je na kóte Megonka (579 m) a v pravostrannom prítoku Milošovského potoka.

Všeobecne bolo menilitové súvrstvie zaradené do vyššej časti vrchného eocénu (Roth et al., 1962). Na základe širších regionálnych výskumov menilitové súvrstvie zaradili Stráník (1981) a Hanzlíková (1981) do oligocénu. Vzhľadom na to, že nie je celkom vyjasnený zásah „menilitových fácií" smerom do podložia a ich výskyt – prelínanie s podmenilitovým súvrstvím – predpokladáme, že značná časť súvrstvia je mladoeocénna. Celková hrúbka menilitového súvrstvia na tomto území nepresahuje 180 m.

Krosnianske súvrstvie (11)

Krosnianske súvrstvie je charakterizované sivými jemnozrnnými pieskovcami a sivými vápnitými ílovcami. Pieskovce aj ílovce majú zvýšený obsah muskovitu, ílovce obsahujú aj siltovú prímes.

Časť krosnianskeho súvrstvia je odkrytá v pravom brehu potoka Trstená pri osade *Križkovci* (Korcháň). Tu sú viac-menej v prevahe lavice vápnitých modrosivých, jemno- až strednozrnných krivolupeňovitých pieskovcov hrúbky od 2 cm do 1,4 m. Pieskovce sú pozitívne gradačne zvrstvené, s vysokým obsahom muskovitu a zuhoľnatenej rastlinnej drviny. Pri spodku lavíc je hrubozrnná frakcia kremenných zŕn. V spodnej časti odkryvu sú pieskovce prevrstvené piesčitými čiernosivými ílovcami a tmavohnedými vápnitými, ale aj nevápnitými ílovcami s hrúbkou od 1 do 20 cm. V nadloží prevládajú vápnité, ojedinele prachovito-piesčité zelenohnedé ílovce nad tmavohnedými ílovcami. Pomer P = 0,97 – 2 a index zvrstvenia I = 5,5.

Vo vyššej časti súvrstvia pri samote *Divinovci* je sekvencia s prevahou vápnitých sivozelených ílovcov hrúbky 0,7 – 3 m. Ílovce sú prevrstvené tenkými vrstvičkami jemno-

zrnných pieskovcov (do 9 cm), sporadicky piesčitými laminami. Vývoj krosnianskeho súvrstvia z podložia je pozvoľný, čomu nasvedčujú aj vložky tmavohnedých ílovcov, litologicky zhodných s ílovcami menilitového súvrstvia.

Malá časť krosnianskeho súvrstvia je odkrytá v pravom brehu potoka Olešnianka pri laze *Bazgerka*. Prevládajú tu lavice vápnitých modrosivých, jemnoaž strednozrnných krivolupeňovitých pieskovcov hrúbky od 2 do 38 cm a sľudnaté prachovce (1 – 2 cm), ktoré sú prevrstvené sivými vápnitými ílovcami hrúbky 3 až 90 cm. Smerom do podložia sú pieskovce prevrstvené sivočiernymi ílovcami a sivými ílovcami. Pomer P = 0,4 a index zvrstvenia I = 4,1.

Pri samote *Gondkovci* sú odkryté sivé strednozrnné vápnité pieskovce (10 až 40 cm). Sú pozitívne gradačne zvrstvené, s vysokým obsahom muskovitu. Pri spodku lavíc je hrubozrnná frakcia bielych kremenných zŕn. Pieskovce sú prevrstvené tmavohnedými ílovcami s hrúbkou 2 – 13 cm. Pravdepodobne je tu zachovaná najnižšia časť krosnianskych vrstiev s podobným litologickým charakterom ako v doline Lomnej pri j. okraji Jablunkova.

Celková hrúbka súvrstvia je do 200 m, na západe územia tektonicky redukovaná len na 80 m. Vek „krosnianskych *vrstiev*" podľa Hanzlíkovej (in Roth et al., 1962) je vrchnoeocénny až spodnooligocénny. Podľa neskorších biostratigrafických výskumov Novotnej (in Jurková, 1977) a Hanzlíkovej (1981) patria ako celok do oligocénu.

MAGURSKÝ PRÍKROV

Račianska jednotka

Litostratigrafické jednotky čiastkovej račianskej jednotky sú špecifické jednak svojou náplňou, jednak usporiadaním. Typickými súvrstviami sú solánske, belovežské a zlínske súvrstvie (obr. 5). Prakticky všetky sú polyfaciálne, s variabilným zastúpením pozdĺž štruktúrno-litofaciálnej jednotky i naprieč ňou. V račianskej jednotke možno sledovať dve základné usporiadania vrstvových sledov: v externých štruktúrach dominuje v spodnej časti solánske súvrstvie a vo vrchnej je zlínske súvrstvie zastúpené vsetínskymi vrstvami, zatiaľ čo vo vnútornejších štruktúrach je solánske súvrstvie potlačené (pravdepodobne aj tektonický vplyv?) a v zlínskom súvrství zaberajú podstatný priestor pieskovcové kýčerské vrstvy. Zdá sa, že vonkajšia zóna po litofaciálnej stránke môže zodpovedať zóne Harklowej v zmysle poľských geológov (napr. Cieszkowski et al., 1985).

Solánske súvrstvie (25 – 26)

Solánske súvrstvie je súborom niekoľkých litofácií senónsko-paleocénneho veku. Je to najstaršia zachovaná litostratigrafická jednotka magurského príkrovu v kysuckej oblasti. Solánske súvrstvie sa vyskytuje najmä v severnejších štruktúrnych pásmach račianskej jednotky. Tvoria ho ráztocké a lukovské vrstvy (Pesl et al., 1984, 1987). Lukovské vrstvy na Kysuciach neboli identifikované*. V okolí Skalitého sme samostatne vyčlenili szczawinské pieskovce (Sikora a Żytko, 1959).

V rámci ráztockých vrstiev vyčleňujeme dve litofaciálne podjednotky: flyšovú (26) a pieskovcovú litofáciu (25). Obe litofácie sú vzájomne previazané. Hranice medzi nimi sú postavené formálne na celkovom charaktere súvrstvia: jednak na základe podielu pieskovcov v súvrství, jednak na základe charakteru pieskovcov.

Ráztocké vrstvy – flyšová fácia (26)

Flyšovú litofáciu ráztockých vrstiev tvorí tenko vrstvený „zelený" flyš s parametrami súvrstvia p/i medzi 1 : 5 až 1 : 1 (P = 0,2 – 1, I = 5 – 12).

Ílovce majú nepravidelný drobivý rozpad po nerovných plochách. Sú sivozelené, zriedkavejšie sivé až čierne, zväčša obsahujú siltovú prímes. Zelenosivé až modrasté ílovce „mastného vzhľadu" s tmavosivými až čiernymi ílovcami so šupinkami sericitu majú čiernosivú patinu a vyskytujú sa vo vrstvách hrubých 3 až 30 cm.

Zriedkavé sú niekoľkocentimetrové nepriebežné polohy červených ílovcov.

V doline južne od chrbta Hlinené sú v súvrství tenké preplástky so zelenými a červenými ílovcami s jemne rozptýleným sericitom. Charakteristické sú sklzové deformácie vrstiev, prípadne až sklzy celých zväzkov (napr. v doline Olešnianky jv. od Bazgerky) (tab. II, foto 1).

V súvrství sú dva typy pieskovcov. Jeden (a), tvoriaci základ fácie, je jemnozrnný, laminovaný, s hrúbkou vrstiev 1 až 10 cm, ojedinele až 30 cm. Druhý typ (b) je stredno- až hrubozrnný pieskovec charakteru „solánskych pieskovcov", viac-menej drobový, ktorý tvorí lavice hrubé 18 – 150 cm. Hojnejšie sa vyskytuje vo vyššej časti súvrstvia.

Jemnozrnné pieskovce a siltovce sú pevné, kremité, zelené až sivomodré. Na spodnej ploche majú bioglyfy, prúdové stopy sú zriedkavé. Gradácia je nevýrazná, gradačný interval Ta býva výraznejší iba vo vrstvách nad 25 cm, zriedka s hrubším zrnom na báze vrstvy a s prúdovými stopami. Pieskovcový interval je ostro oddelený od ílovcového.

---

* Pri mapovaní v mierke 1 : 25 000 na liste Makov (Potfaj et al., 2001) bola pieskovcová fácia ráztockých vrstiev omylom opísaná ako *lukovské vrstvy.*

Dobre je vyvinutá laminácia – paralelná, šikmá a zvlnená – zvýraznená rastlinnou sečkou a muskovitom. Bežne sa vyskytujú bioturbácie.

Petrograficky možno horninu označiť (vzorka MK 14) ako strednozrnný arkózový pieskovec s modálnym zložením: kremeň 73,8 %, živce 6,4 %, sľudy a metamorfované horniny 1 %, organické zvyšky a sedimentárne horniny 3,2 %, základná hmota 15,6 % s ojedinelými zrniečkami glaukonitu; hornina reaguje s trojpercentnou HCl.

Strednozrnné drobové pieskovce (b) sú v intervaloch 0,5 – 8 m, majú štruktúru vrstiev Tb, resp. T(a)b v hrúbke od 15 do 60 cm. Kremenné pieskovce s ojedinelými zrnami karbonátov a s muskovitom v niektorých vrstvách obsahujú pyritové zrniečka, ojedinele glaukonit a kde-tu šupinky biotitu. Niekde sú aj kúsky uhlia, bežné sú svetlosivé zrnká ílovcov. Prúdové stopy indikujú prínos materiálu od SZ (tab. II, foto 2).

Tab. 1 Petrografické vyhodnotenie pieskovcov ráztockých vrstiev.

Vzorka	Zaradenie	Kremeň	Živce	Org. zvyšky a sedim. horniny	Sľudy a metam. horn.	Glaukonit
MK14	ráztocké vrstvy	73,8	6,4	3,2	1,0	*

Pokračovanie tabuľky.

Základná hmota	Vápnitosť (skúška 3 % HCl)	Názov horniny
15,6	+	strednozrnný arkózový pieskovec

V súvrství sa bežne vyskytujú vrstvy a šošovky pelosideritov a slieňovcov s hrúbkou do 6 cm (tab. II, foto 3). Slieňovce tvoria vrstvy 3 – 15 cm. Niektoré majú v spodnej časti interval s paralelnou laminációu a vo vrchnej sú chodbičky červov *Chondrites*. Sú ostro oddelené od podložia i nadložia. Ich farba je svetlomodrá až sivá a bývajú potiahnuté okrovou patinou. Ich sedimentácia prebiehala z prúdového prostredia.

Patria sem aj tzv. kriedové vrstvy v zárezе cesty Makov – Bumbálka cca 600 m jv. od k. Beskydok (952,9 m) (Potfaj, Teťák a Šlepecký, 2001): Prinajmenšom na 15 m sú zelené, tmavozelené a zelenosivé, jemne muskovitické (?siltové) ílovce s drobným, plocho lastúrnatým lomom, vo vrstičkách po 2 – 20 cm, viaceré vrstvy sú bioturbované. V tom sú laminy s hrúbkou do 1 – 3 cm obohatené o siltovú zložku, resp. aj šikmo zvrstvené (Tc) jemnozrnné pieskovce hrúbky do 4 cm. V spodnej časti je 5-centimetrová vrstva sivého slieňovca s patinou béžovej farby, pri spodku s laminou jemnozrnného pieskovca.

Hrúbka flyšovej fácie ráztockých vrstiev v makovskej oblasti je maximálne 150 m, na SV (Olešná) až 300 m.

Obr. 5 Litostratigrafická schéma magurského príkrovu na Kysuciach (Potfaj, 2002).

Vekom a litológiou ráztockých vrstiev sa zaoberali Švábenická et al. (1997), Bubík (1999) a Bąk (1999) pri výskume vekového rozhrania krieda/paleogén. Vzorky z nášho územia (FT 13 a FT 15 – Potfaj et al., 2001) obsahujú podobné spoločenstvo nanoplanktónu spadajúce do obdobia (kampán?) – mástricht: *Aspidolithus parcus parcus* (STRADNER), *A. parcus expansus* (WISE et WATKINS), *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *A. specillata* VEKSHINA, *Prediscosphaera* cf. *grandis* PERCH-NILSEN, *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE, *L. maleformis* REINHARDT, *Quadrum sissinghii* PERCH-NILSEN (určil M. Potfaj).

Ráztocké vrstvy – flyšovú fáciu – možno porovnať s inocerámovými vrstvami v zmysle Sikoru a Żytka (1959).

Ráztocké vrstvy – pieskovcová fácia (25)

Ráztocké „pieskovcové vrstvy" sú stredne zvrstvený flyšový ílovcovo-pieskovcový až pieskovcový komplex.

Základným poznávacím znakom je dominantný výskyt vrstiev (10 – 250 cm) jemno- až hrubozrnných drobovo-arkózových pieskovcov. Viaceré z nich majú zvýšený obsah šupiniek biotitu a/alebo bioklastov litotamnií(?) a foraminifer. Medzi lavicami pieskovcov sú tenšie (15 cm, ojedinele až do 1 m) zelenosivé ílovce, niektoré slabo vápnité. Vo vyššej časti sú kde-tu vložky bordových ílovcov.

Pre túto fáciu je typický veľmi tvrdý kremitý zelenomodrý/sivomodrý pieskovec so zrnami živcov a biotitu a s premenlivým, ale všeobecne nízkym obsahom glaukonitu. Bohatý je na vápnitý organický detrit. Akcesoricky sa vyskytujú glaukonit, rutil, granáty, zirkón, magnetit a turmalín. Zo sekundárnych minerálov je to limonit, sericit, leukoxén, opál a chlority (Sandanus in Beleš a Ivančenko, 1976). Na spodných plochách pieskovcových lavíc sú prúdové stopy, menej bioglyfy. V potoku 500 m východne od samoty Mojovci sú na spodnej ploche strednozrnného pieskovca roztrúsené zrná markazitu veľkosti do 0,5 cm.

Hrubé vrstvy majú dobre vyvinutý gradačný interval Ta (niekde aj inverzný), intraklasty, bioturbácie (napr. *Zoophycos*) a stopy po úniku vody. Slabšie bývajú vyvinuté intervaly Tb a Tc. Tenšie vrstvy sú však výrazne laminované.

Niektoré lavice sú najmä pri báze až zlepencovité. Úlomky s priemerom do 3 cm tvorí predovšetkým kremeň (belasé a ružovkasté odrody), rozličné druhy fylitov, kremence, živce, menej karbonáty.

Jemnozrnné variety sú výrazne muskovitické – tie pripomínajú szczawinské pieskovce.

Lavice pieskovcov sú oddelené tenkými (5 – 15 cm) polohami sivých až sivohnedých (ojedinele aj červenohnedých a sivomodrých) ílovcov. Ílovce tvoria iba tenký interval, zriedka až do 50 cm. Sú nevápnité, zelené až sivé, s drobivým rozpadom a drsným lomom. Sú prevažne siltové. Zriedkavé sú vrstvičky pelosideritov.

Hrubý flyšový pieskovcový komplex v chrbte Javorová – Hlinené tvoria sivé, stredno- až hrubozrnné pieskovce, viac-menej drobové (s matrixom do cca 20 %), ale aj arkózové, s hrubými úlomkami a obliačikmi kremeňa, živcov a metamorfitov. Hrubšie lavice majú vo vrchnej časti útržky zelenosivých ílovcov s priemerom až do 10 cm. Charakteristickou črtou je takmer v každej vrstve prítomnosť hnedočiernych, resp. červenkavých šupiniek biotitu. Muskovit tvorí bežnú súčasť. Hrúbka jednotlivých vrstiev je od 12 do 150 cm, zelené a tmavosivé ílovce medzi nimi dosahujú 1 – 45 cm. Pomer P = 1,5 – 3,5, I < 3,5.

Severne od Makova je pieskovcová fácia – stredne až hrubo vrstvený pieskovcový flyš s prevahou pieskovcov „solánskeho typu", v ktorom sú miestami intervaly bohatšie na sivozelené ílovce. Spodnú hranicu tvorí plynulý prechod do flyšovej fácie ráztockých vrstiev. Horná hranica na kontakte s pestrými vrstvami belovežského súvrstvia je ostrá.

Na sever od Turzovky lavice drobových pieskovcov dosahujú hrúbku 0,25 – 1,9 m. Sporadicky nachádzame aj lavice s hrubozrnnou až drobnozlepencovou prímesou, ktorú tvoria väčšinou zrná mliečneho kremeňa a chloriticko-sericitické bridlice.

Tektonicky redukovaný súbor tzv. biotitovej fácie ráztockých vrstiev sa vyskytuje v potoku na JZ od Dučkovho vrchu a z. od Jedľovníka; hrúbka tohto súboru je asi 70 m. Podobný komplex sa nachádza aj pod Semetešom.

V Oščadnickej doline sa pieskovcová fácia vyskytuje len sporadicky, v s. časti pri Hanzlovom potoku a na sz. úpätí Dedovej. Tvoria ju hrubo- až strednozrnné kremenno--arkózové pieskovce sivej a špinavozelenej farby. Vrstvy sú 15 – 90 cm hrubé, gradačne zvrstvené.

Celková charakteristika súvrstvia je daná pomerom P = 1 – 5 (lokálne 0,3) a I = 1,5 – 4. Hrúbka pieskovcovej fácie ráztockých vrstiev nie je stála, pri Svrčinovci a s. od Makova dosahuje 450 m, s. od Turzovky a v Hlinenom takmer až 1 000 m.

Prúdové stopy a litológia naznačujú, že je to smerom na juh vyklinujúce sa teleso s nestálym laterálnym vývojom, interpretované ako sediment strednej časti náplavového vejára s prínosom materiálu od severu (až SZ).

Tab. 2 Petrografické vyhodnotenie pieskovcov ráztockých vrstiev.

Vzorka	Zaradenie	Kremeň	Živce	Org. zvyšky a sedim. horniny	Sľudy a metam. horn.	Glaukonit
MK9	ráztocké/pestré vrstvy	61,1	4,5	3,5	1,1	0,2

Pokračovanie tabuľky.

Základná hmota	Vápnitosť (skúška 3 % HCl)	Názov horniny
29,6	+	liticko-arkózová droba

Vek vrstiev na základe superpozície a podľa určení Bubíka (1999) je stredný paleocén, Pesl a Hanzlíková (1963) ho interpretovali ako „vyššiu časť paleocénu". Naše údaje potvrdzujú možný zásah do staršieho paleocénu. Oporný profil

je v dne Čierňanky v Skalitom. Na základe uvedeného vek komplexu pokladáme za mástrichtsko(?)-paleocénny.

Zvláštnym faciálnym vývojom v ráztockých vrstvách sú piesčité ílovce, miestami až rozpadavé, zle triedené ílovité pieskovce s útržkami zelených ílovcov a pieskovcových závalkov – interpretujeme ich ako sklzové telesá a zrnotoky. Vyskytujú sa spolu s lavicami hrubozrnných pieskovcov s biotitom. Ich ekvivalenty boli na poľskom a moravskom území opísané pod názvom „biotitové vrstvy/fácia" (Pesl, 1962; Sikora a Żytko, 1958). Takéto teleso je odkryté v ľavom svahu Hanzlovho potoka. Tu sa zistila v ílovcoch asociácia aglutinovaných foraminifer s „dendrofryami" (=*Nothia*) a trochamminoidmi. Identifikovaný bol druh *Hormosina ovulum ovulum* (GRZYBOWSKI), ktorý vylučuje staroeocénny vek a indikuje vekové rozpätie mladší senón – paleocén s interpretáciou autora ako paleocén (Samuel in Potfaj a Beleš et al., 2001).

Fáciu biotitových pieskovcov v „okrajovom" pásme svrčinovskej oblasti a s. od Turzovky tvoria lavice sivozelených strednozrnných drobových pieskovcov v hrúbke 0,25 až 2 m. Hlavné minerály sú tu ostrohranný a polozaoblený kremeň, biotit, muskovit a živce (arkózové pieskovce), biotit a muskovit. V drobových pieskovcoch je vyšší podiel ílovito-karbonátovej základnej hmoty. Prímes tvoria úlomky hornín grafitických/ sericitických fylitov, rohovcov, vápencov, metakvarcitov a ílovcov. Akcesoricky sa vyskytujú hematit, limonit, muskovit, leukoxén, sericit, turmalín, chalcedón, minerály zo skupiny epidotu, granáty, opál a chlorit. Laminácia pieskovcov je niekde zvýraznená akumuláciou ťažkých minerálov a zuhoľnatenou rastlinnou drvinou.

Pieskovce sú oddelené 2 – 70 cm hrubými vrstvami zelených, sivozelených, sivých a zelenohnedých ílovcov hrubých od 1 do 49 cm, zriedkavo aj sivočiernych ílovcov. Niektoré sivozelené až zelenohnedé ílovce hrúbky od 4 do 45 cm sú slabo vápnité. Kde-tu sa vyskytujú vrstvy (3 – 7 cm) pelosideritov.

Oporný profil je v zárezе potoka s. od osady *Špaldoňovci*.

Szczawinské pieskovce (25a)

Szczawinské pieskovce sa vyskytujú v pásme Skalitého. Ich základným poznávacím znakom je dominantný výskyt modrosivých až sivých, stredno- až hrubozrnných arkózových pieskovcov s hrúbkou od 0,1 m do 2,7 m vo flyšovej sekvencii. Pri báze sú viaceré vrstvy hrubozrnné až drobnozlepencovité, s opracovanými klastami kremeňa a obliakmi pieskovcov, zriedkavejšie aj chloriticko-sericitických bridlíc. Na spodných plochách sa miestami zachovali deltovité a hrčovité vtlačeniny. Raritné sú drobné zhluky pyritových zŕn v pieskovci. Vo vrchnej časti vrstvy pribúda muskovit, ojedinele aj biotit. Vo vrchnej časti zvrstvených lavíc sú ojedinele aj úlomky sivých ílovcov.

Medzi vrstvami pieskovcov sú sivé, sivohnedé a sivozelené nevápnité ílovce hrúbky 0,1 – 50 cm, ojedinele až do 1 m. Medzi samotami *Bydlochovci* a *Za Črchľou* sú aj vložky červenohnedých ílovcov.

V potoku Vreščovka sú sivozelené siltovité ílovce v hrúbke 10 – 50 cm s muskovitickými, jemno- až strednozrnnými pieskovcami a s úlomkami stielok rias, ojedinele sa vyskytuje aj biotit. V sekvencii je niekoľko vrstiev svetlosivozelených slieňovcov hrubých do 20 cm. Úlomok veľkej foraminifery ?*Pseudosiderolites* sp. naznačuje kampánsky vek (det. E. Köhler).

Celková hrúbka szczawinských pieskovcov v pásme Skalitého dosahuje 350 m. Vek vrstiev na základe uvedenej fauny je mástricht(?) až paleocén.

Belovežské súvrstvie (21 – 24)

Základná charakteristika belovežského súvrstvia je daná tenko až stredne vrstveným flyšom, ktorý tvoria jemnozrnné pieskovce a sivozelené až hnedasté ílovce. Pomer pieskovce/ílovce (P) je od 0,7 po 1,5; index zvrstvenia (I) je v rozmedzí 5 – 15. V zmysle pôvodného Paulovho (1869) ponímania sprievodné červené ílovce zaraďujeme k belovežskému súvrstviu. Tie sa zväčša vyskytujú v spodnej časti súvrstvia a ich prítomnosť je dôvodom na vyčlenenie fácie „pestrých vrstiev"*.

Celkove sme v rámci belovežského súvrstvia odlíšili 4 faciálne variety, ktoré, pokiaľ to bolo v teréne možné, sme na mape vyznačili samostatne. Ide o: fáciu pestrých (červených) ílovcov (23), riečanské pieskovce (24), ktoré definujeme ako litofácie, belovežské vrstvy s. s. (22) a dedovské vrstvy (21).

Primárnym určujúcim znakom na identifikáciu je litofaciálna charakteristika spolu so stratigrafickou pozíciou. V nie vždy dobre odkrytom teréne je identifikácia belovežského súvrstvia problematická, rovnako aj zistenie nadväznosti jeho jednotlivých pásiem. Na mnohých miestach sme súvrstvie identifikovali len na základe výskytu úlomkov jemnozrnných pieskovcov, väčšinou šikmo zvrstvených, s hojným sericitom na plochách laminácie. Drvina zuhoľnatenej rastlinnej hmoty je bežná, vyskytuje sa ale nepravidelne. Na spodných vrstvových plochách sú nezreteľné prúdové lineácie prekryté bioglyfmi. Pieskovcové vrstvy sú hrubé od niekoľko cm až po 25 – 30 cm. Hrubšie vrstvy majú hladký spodok, je v nich vyvinutá gradácia a laminovaný interval je obmedzený na najvyššie časti vrstvy, ak sa vôbec vyskytuje.

Belovežské vrstvy s. s. (22)

Základ belovežského súvrstvia tvorí tenko vrstvený flyš pieskovcovo-ílovcových párov s rytmom: jemnozrnný, šikmo zvrstvený pieskovec s muskovitom a sečkou na plochách laminácie, pomerne plynulý prechod do siltového tmavo-

* Pre tieto vrstvy sme pri mapovaní používali názov *spodné belovežské vrstvy.*

zeleného, resp. modrosivého ílovca, ktorý je v hornej časti hnedosivý, niekde zase svetlosivý. Pieskovcové vrstvičky sú hrubé 1 – 8 cm, ílovcové 1 – 5 cm, pomer P = ±1 (0,3 – 1,2), I = 5 – 9, miestami aj viacej (tab. III, foto 1). Vo vyššej časti súvrstvia je niekoľko vrstiev sivých, paralelne laminovaných jemnozrnných pieskovcov (30 – 60 cm) s muskovitom a rastlinnou sečkou na plochách laminácie. Sú zvýraznené aj fliačikmi svetlých ílovcov, nájde sa aj niekoľko šupiniek biotitu.

Vo vyššej časti v oblasti Makova a v menšej miere aj pod Račou je v hrúbke 5 – 25 m komplex tmavosivých a zelenkavých ílovcov so šupinkami sericitu, s laminami (1 – 3 cm) muskovitových siltovcov a jemnozrnných pieskovcov. Indexová charakteristika tejto časti súvrstvia je P < 0,4; I = 3 – 5.

Belovežské súvrstvie v makovskej oblasti dosahuje hrúbku 250 m. Vzhľadovo sa miestami podobá ráztockým vrstvám, keďže aj tie sú tvorené nevápnitými sivozelenými ílovcami s drobným rozpadom, sklovitými pieskovcami, častými pelosideritmi a slieňovcami.

Juhovýchodne od Staškova prevládajú vápnité modrosivé drobnozrnné pieskovce so zvrstvením Tc a s bioglyfmi na spodných plochách. Pieskovce majú spravidla vysoký podiel muskovitu, zriedkavejšie zuhoľnatenú rastlinnú sečku a kde-tu je zvýšený obsah biotitu. Hrúbka vrstiev je 4 – 13 cm, zriedkavo až 30 cm. Medzi pieskovcami sú sivozelené ílovce s hrúbkou od 4 do 16 cm. Na úseku v dĺžke 6,5 m sme zistili aj drobové pieskovce s muskovitom (hrúbky 0,15 – 1,5 m) a vrstvy zelenohnedých ílovcov (0,9 až 1,2 m). Pomer P = 1,2 a I = 3,4.

Východo-juhovýchodne od samoty *Gavlasovci* (sz. od Krásna nad Kysucou) je odkrytá časť tenko vrstveného flyšu s prevládajúcimi sivozelenými ílovcami nad tenkými (2 až 16 cm) modrosivými pieskovcami. Zaregistrovali sme aj štyri polohy červenohnedých ílovcov s hrúbkou 15 cm. V nadloží vystupuje tenko až hrubo vrstvený flyš (Šubjaková, 1972). Index I = 5,4 – 0,8 a P = 0,3 – 0,02. V týchto vrstvách sú najmä sivozelené, menej sivé, miestami piesčité ílovce. Vrstvy ílovcov dosahujú miestami hrúbku až 5 m, vo vyšších častiach s modrosivými drobnozrnnými vápnitými pieskovcami do 6 cm a s muskovitom. Ďalšie pokračovanie tvorí tenko až stredne vrstvený flyš s jemno- až strednozrnnými drobovými pieskovcami svetlohnedej farby. Prevládajú zelenosivé ílovce nad tmavozelenými (olivovozelenými) a sivými. Sivé a olivovozelené ílovce sú vápnitejšie, zelenosivé piesčitejšie. Vrstvy ílovcov sú hrubé 1 – 10 cm, ojedinele až 1,3 m.

Severovýchodne od samoty *Jancovci* (zárez železničnej trate Čadca – Žilina) je na úseku cca 100 m stredne vrstvený flyš s prevažujúcimi ílovcami nad pieskovcami. Pomer P = 0,58, index zvrstvenia I = 3,8. Striedajú sa tu modrosivé drobnozrnné vápnité pieskovce hrúbky od 2 do 24 cm so zelenými, sivozelenými, zriedkavo aj svetlosivými a olivovozelenými ílovcami. Vrstvy ílovcov sú hrubé 1 – 30 cm, ojedinele až 80 cm. Zriedkavo tu nachádzame aj vrstvy (8 – 12 cm) ílovcových sideritov.

Pomerne stály pruh belovežského súvrstvia sa tiahne dolinou na SV od Pančavy do Jedľovníka. Prebieha úpätím hory Luby nad sedlá Dučkov a Vrchrieka, kde sú vrstvy pekne odkryté (tab. III, foto 1). Ich hrúbka je tu asi 200 m. Smerom do nadložia pribúdajú hrubšie vrstvy pieskovcov (do 30 – 45 cm). Ich štruktúra je Tabc a Tbc, index zvrstvenia

(I) sa znižuje z 12 – 15 na I = 5 – 7. Miestami sa vyskytujú aj kremenné pieskovce s glaukonitom. Ich zastúpenie je však nepatrné. V potoku nad samotou *Dučkov* je belovežské súvrstvie bez hrubších pieskovcov, glaukonitové pieskovce vsetínskych vrstiev nastupujú ostro.

Na SZ územia sme belovežské súvrstvie mapovali aj pod názvom „zelené vrstvy" (Potfaj a Beleš et al., 2001). Poznávacím znakom je prevaha zelených piesčitých, jemne muskovitických ílovcov s niekoľkými vrstvami jemnozrnných pieskovcov. Napríklad v potoku Vreščovka sú sivozelené siltovité ílovce v hrúbke 10 – 50 cm s muskovitickými, jemno- až strednozrnnými pieskovcami (Tab) s úlomkami stielok rias. Ojedinele sa vyskytuje aj biotit. V sekvencii je niekoľko vrstiev svetlosivozelených slieňovcov v hrúbke do 20 cm.

Asi 100 m jv. od Vreščovky z bezprostredného podložia „pestrých" vrstiev s červenými ílovcami pochádza chudobné spoločenstvo nanoplanktónu s *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN et BRAARUD), *Markalius inversus* DEFLANDRE, *Discoaster barbadiensis* TAN, *Discoaster* cf. *gemmifer* STRADNER. Tieto druhy v podstate determinujú paleocénny vek, okrem *D. barbadiensis*, ktorý je skôr eocénnym prvkom (Potfaj a Beleš et al., 2001).

Na sz. svahu k. Košiar sme identifikovali okrem iného aj strednoeocénne druhy *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Reticulofenestra* cf. *umbilica* (LEVIN), *Reticulofenestra dictyoda* (DEFLANDRE), *Discoaster* cf. *distinctus* MARTINI, *Discoaster* cf. *tanii* BRAMLETTE et RIEDEL, *Discoaster sublodoensis* BRAMLETTE et SULLIVAN (Potfaj a Beleš et al., 2001).

K belovežskému súvrstviu sme priradili aj sekvenciu vo svahu Lieštiny na Z od Hanzlovho potoka. Tu, na cca 50 m, je tenko vrstvené súvrstvie odlišujúce sa od štandardnej belovežskej litofácie vyšším počtom béžových a zelenkavých ílovcov, ale najmä výskytom 0,3 – 4 m hrubých tmavých drobovo-arkózových pieskovcov s väčšími zrnkami mliečnobieleho kremeňa. Pomedzi tieto pieskovce sú uložené vrstvy (2 – 30 cm) fialovočervených ílovcov. Tento súbor má istú afinitu k solánskemu súvrstviu, no z odobraných vzoriek sa nepodarilo preukázať jeho vek.

Zistená hrúbka belovežského súvrstvia na liste Oščadnica je okolo 290 m, miestami tektonicky redukovaná až na pár metrov (napr. v štruktúre Jaseňa). Z toho spodné belovežské vrstvy s červenými ílovcami tu nedosahujú viac ako 5 – 50 m, väčšinou tektonicky chýbajú.

Pomer p/i (P) je 1 : 10 až 2 : 3 a index zvrstvenia I = 0,5 až 6 (okrem riečanských pieskovcov). Pieskovce sú tvrdé, kremité, vápnité, zelenomodré, s hrúbkou 1 – 30 cm, zriedka do 60 cm. Sú výrazne paralelne laminované. Ílovce sú nevápnité, za čerstva masívne, po navetraní sú drobivé. Červené ílovce sa striedajú so zelenými vo vrstvách po niekoľko mm až desiatky cm.

Vek belovežského súvrstvia sme stanovili v rozpätí paleocén až stredný eocén. Z vyššej časti súvrstvia pochádza nanoplanktónové spoločenstvo so strednoeocénnymi druhmi [*Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) a *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL)].

Pestré belovežské vrstvy (=pestré vrstvy) – fácia (23)

Pestré (červené) vrstvy (ílovce) sú jednou z typických fácií magurského flyšu, ktorej výrazná farebnosť dovoľuje vyčleniť pestré vrstvy v rámci belovežského súvrstvia. Základným poznávacím znakom je prítomnosť červenohnedých, bordových a sivozelených ílovcov v prevažne pelitickom súvrství.

V ílovcoch sú rozptýlené jemné šupinky muskovitu (sericitu), sú nevápnité a miestami slabo piesčité. Majú tenkodoštičkovitý až črepovitý rozpad, na odlučných plochách sa tvoria povlaky Fe a Mn oxidov (Sandanus in Beleš a Ivančenko, 1976). Hrúbka jednotlivých vrstiev je 4 – 60 cm, ale aj 6 m (napr. v Skalitom).

Pestré ílovce sú sprevádzané tenkými vrstvami svetlozelených, drobno- až strednozrnných kremitých pieskovcov hrúbky 1 – 18 cm.

Charakteristický profil je v potoku Čierňanka pri miestnej časti *Kudlov*, aj v zárezе cesty pri samote *Doliny* (sv. od Svrčinovca) a v zárezе lesnej cesty j. od lazu *Divincovci*.

Pestré vrstvy vystupujú na povrch v podobe šošoviek (šupín) a „pruhov", ktoré kopírujú krídla antiklinálnej štruktúry solánskeho súvrstvia – „okrajového" pásma (R1) pásma Skalitého (R2). Pomer P je 0,2 – 0,01 a index zvrstvenia I = 0,2 – 4.

V okolí Makova sú pestré vrstvy rozdelené riečanskými pieskovcami na spodnú a vrchnú časť. Samotné „pestré vrstvy" s. s. sú tvorené červenými ílovcami a tenko vrstveným flyšom, ktoré sa striedajú v niekoľkometrových polohách a sú zastúpené približne v rovnakom pomere. Spodná hranica „pestrých vrstiev" je výrazná náhlym úbytkom pieskovcových lavíc podložných ráztockých vrstiev a objavením sa červených ílovcov. Nad súborom pestrých vrstiev hrubým asi 45 m leží približne 30 – 100 m hrubý horizont riečanských pieskovcov. Nad ním pestré vrstvy dosahujú ešte ďalších 70 m. V najvyššej časti sú lavice pieskovcov zriedkavejšie a nasleduje 10 – 25 m hrubý súbor zelenosivých siltových ílovcov s laminami siltovcov a jemnozrnných pieskovcov. Horná hranica pestrých vrstiev v tejto oblasti je určená najvyššou vrstvou červených ílovcov.

Podobnú sukcesiu sme sledovali v celej mapovanej oblasti, no s nestálym zastúpením riečanských pieskovcov. Riečanské pieskovce sú vo viacerých tektonických šupinách, smerom na východ sa však pieskovcové lavice zvoľna vytrácajú. Smer prúdových stôp v pieskovcoch z červených/zelených ílovcov prevláda zo SZ na JV, v riečanských pieskovcoch je dominantný smer od Z na V.

V sedle Semeteša v južnej priekope sú červenofialové ílovce s 2 – 3 laminami modrosivých ílovcov. Táto pasáž je litofaciálne identická s červenými ílovcami zo sedla *Švancarovci* (list Skalité) alebo priamo zo Skalitého. V severnej priekope (pod krížom) je vrstva hrubozrnného pieskovca hrubá cca 80 cm. Pieskovec je kremenný, s glaukonitovými zrnkami. Je to v predĺžení pieskovcových vrstiev z potoka, kde sú aj špinavosivé kremenné a arkózovo-drobové pieskovce.

(V Semetešskom potoku pod samotou *Rarovci* na povrch vystupujú dva pruhy riečanských pieskovcov – masívne hrubozrnné kremenné a drobové, niektoré slabo spevnené. Oddeľujú ich červené ílovce. V nadloží je typický tenko vrstvený flyš belovežského faciotypu, viditeľný v priekope na zákrute cesty zo Semeteša do Turzovky.

Červené ílovce v diaľničnom zárezе nad vyústením Oščadnice tvoria 2 – 3 nepriebežné horizonty hrubé 10 – 50 cm. Fialovočervené ílovce sedia v zelenosivých ílovcoch v spodnej, prevažne pelitickej časti súvrstvia. Tu riečanské pieskovce chýbajú.

Severozápadne od Rudinskej a na z. svahoch Neslušskej doliny sú pestré (belovežské) vrstvy v priamom podloží zlínskych vrstiev. Ide tu o rytmické flyšové striedanie ílovcov a pieskovcov s miernou prevahou ílovcov. V spodnej časti vrstiev sa nachádzajú tenké vrstvy (do niekoľko cm) červenohnedých ílovcov s polohami hnedozelených ílovcov (15 až 20 cm), premenlivo vápnitých, a laminy (do 10 cm) sivomodrých jemnozrnných vápnitých pieskovcov (samoty *Ostré – Červené* – z. svah Neslušskej doliny).

Celková zachovaná hrúbka pestrých belovežských vrstiev môže byť asi 250 m [Matějka a Chmelík (1956) udávajú až 350 m].

Z pestrých vrstiev sme odobrali viacero vzoriek. Napriek tomu sa nám nepodarilo tieto sedimenty presnejšie datovať. Aglutinované foraminifery sú vo vzorkách zastúpené iba druhmi so širokým vekovým rozsahom a druhmi redeponovanými(?) z kriedy, indikujúcimi kampán až paleocén. Napríklad vz. Mk3: *Glomospira difundens*; vz. Mk8: *Annectina grzybowskii*; vz. Mk10: *Rzehakina lata*, *Glomospira difundens* (určil M. Bubík). Nanoplanktón zo vzoriek 4 a 5 preukázal až stredný eocén (lutét – NP13 – ?15, napr. vz. Mk4: *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Reticulofenestra* cf. *umbilica* (LEVIN), *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Nannotetrina cristata* (MARTINI); vz. Mk5: *Chiasmolithos eograndis* PERCH-NILSEN, *Cribrocentrum* cf. *reticulatum* (GARTNER et SMITH), *Cribrocentrum coenurum* (REINHARDT), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) (určil M. Potfaj).

Hanzlíková (1956) udáva spoločenstvá aglutinovaných foraminifer z Rudinskej (*Rudimovskej doliny*; l. c., s. 57), ktoré interpretuje ako starší eocén, resp. paleocén – starší eocén (ex. Matějka a Chmelík, 1956), ale citované spoločenstvo má v dnešnom ponímaní širší stratigrafický rozsah, senón – starší eocén.

Beleš a Ivančenko (1976) vyšší horizont pestrej fácie na základe mikropaleontologického vyhodnotenia vzoriek (Kúšiková, in l. c.) zaradili do staršieho až stredného eocénu [ide o vzorku zo severného pruhu červených ílovcov na Z od Svrčinovca (Milošová) obsahujúcu *Cyclammina amplectens* GRZYBOWSKI]. K tomu musíme pridať aj pruh pestrých červených ílovcov severne od k. Starý košiar a severný pruh z rokliny v Skalitom, kde je zistený vek starší až stredný eocén. Napriek diachrónnym stratigrafickým hraniciam možno pestré vrstvy sledovať v rovnakej pozícii pozdĺž celého okraja magurského príkrovu na Kysuciach.

Riečanské pieskovce (litofácia v rámci pestrých vrstiev) (24)

Je to fácia, pre ktorú sú príznačné stredno- až hrubozrnné arkózové pieskovce. Vyskytujú sa aj niekoľkometrové polohy amalgamovaných hrubozrnných pieskovcov až zlepencov a zrnotokové telesá.

Názov „riečanské pieskovce" je podľa samoty Riečky sz. od Makova. V tejto oblasti je pozorovateľná vzájomná pozícia a litológia ráztockých vrstiev, pestrých (*spodných*) belovežských vrstiev, riečanských pieskovcov a vrchných belovežských vrstiev (obr. 6).

Základným poznávacím znakom je dominantný výskyt lavíc (10 – 250 cm) jemno- až hrubozrnných drobovo-arkózových pieskovcov. Medzi lavicami pieskovcov sú tenšie (15 cm, ojedinele až 1 m) vložky zelenosivých ílovcov, niektoré sú slabo vápnité. Vo vyššej časti západne od Serafínova sú miestami aj vložky červených ílovcov.

Pieskovce riečanskej fácie vrstiev sú po petrologickej stránke podobné pieskovcom pieskovcovej fácie ráztockých vrstiev. Mali však dynamickejšie prostredie sedimentácie a sú hrubšie zrnité.

Okrem kremeňa sú v nich výrazné klasty bielych živcov a zelených a grafitických fylitov. V niektorých vrstvách sú šupinky biotitu. Začerstva má pieskovec sklovitý vzhľad, je tmavý, sivomodrý až zelený, navetraný je svetlý. Výrazne kremenné typy sú skôr biele. Niektoré vrstvy obsahujú pomerne veľa glaukonitových zrniek (až 4 zrná na 1 cm^2).

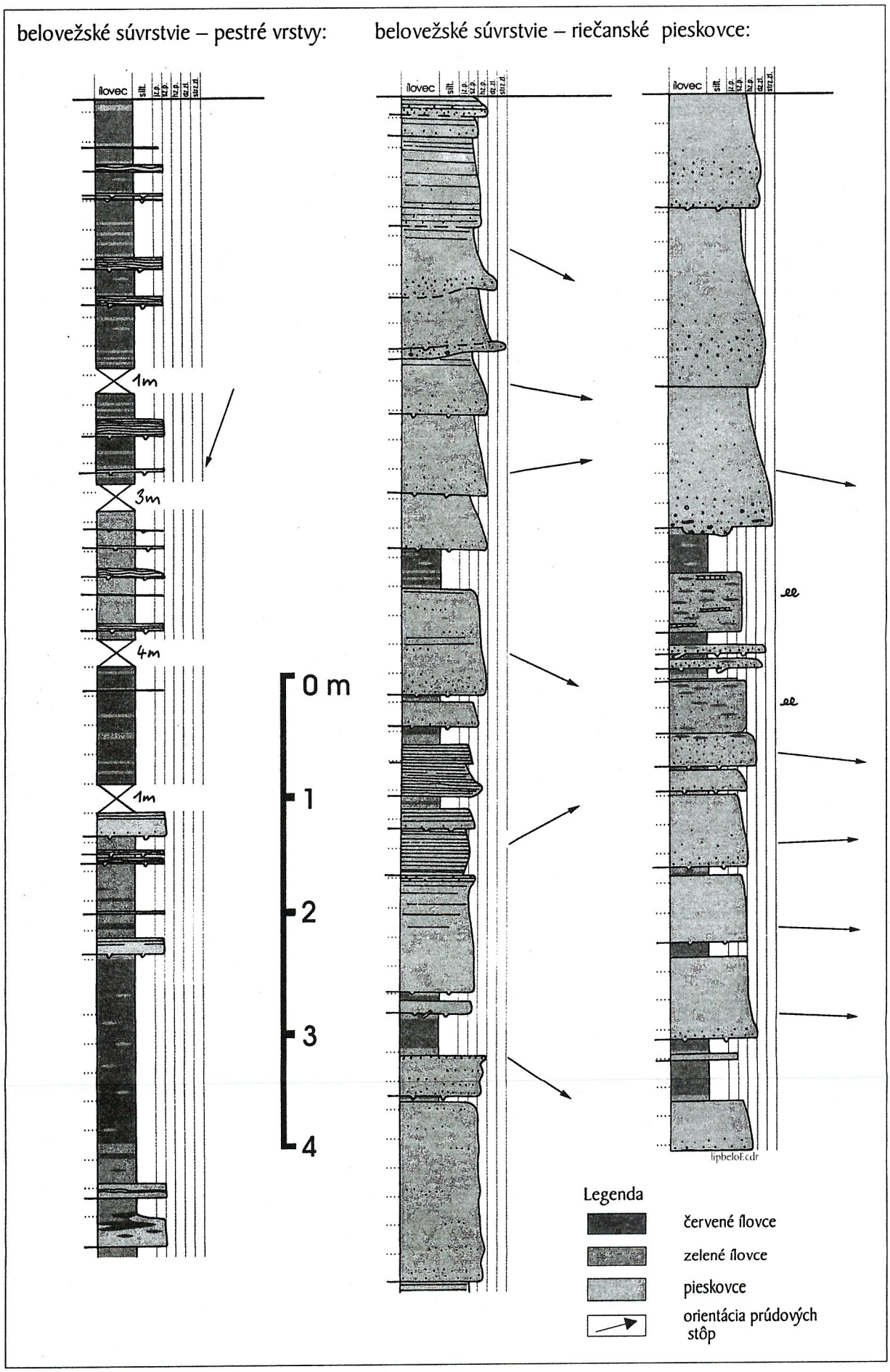
Hlavnou zložkou sú ostrohranné, poloostrohranné až polozaoblené zrná kremeňa (tab. 3). Zvýšený podiel živcov a muskovitu je bežný jav. Viaceré pieskovcové vrstvy majú zvýšený obsah šupiniek biotitu a/alebo bioklasty litotamnií(?) a foraminifer. Akcesoricky sa vyskytujú glaukonit, rutil, granáty, zirkón, magnetit a turmalín. Zo sekundárnych minerálov je to limonit, pyrit, sericit, leukoxén, opál a chlority (Sandanus in Beleš a Ivančenko, 1976). Na spodných plochách pieskovcových lavíc sa nachádzajú prúdové stopy, menej bioglyfy. V potoku 500 m východne od samoty *Mojovci* [z. od Skalitého, resp. východne od k. Poľana (623 m)] sú na spodnej ploche strednozrnného pieskovca roztrúsené zrná markazitu veľkosti do 0,5 cm.

Pieskovce sú prevrstvené 5 – 70 cm hrubými polohami zelenosivých, sivomodrých, hnedozelených, miestami sivočiernych (ojedinele aj červenohnedých) ílovcov.

Niektoré vrstvy sú najmä pri báze až zlepencovité, úlomky (0,3 – 5 cm) tvorí predovšetkým kremeň (belasé a ružovkasté odrody), rozličné druhy fylitov, kremence, živce, menej karbonáty. Jemnozrnné variety sú výrazne muskovitické. Pripomínajú szczawinské pieskovce z oblasti Pilska. Na liste Skalité sme ich zistili v záreze železnice v Skalitom. Viaceré lavice obsahujú viditeľné šupinky biotitu. Pomer $P > 5$, $I = \pm 1{,}5$.

Tab. 3 Petrografické vyhodnotenie pieskovcov belovežského súvrstvia.

Vzorka	Zaradenie	Kremeň	Živce	Org. zvyšky a sedim. horniny	Sľudy a metam. horn.	Glaukonit *iba niekoľko zŕn vo výbruse	Základná hmota	Vápnitosť (skúška 3 % HCl)	Názov horniny
MK1	„pestré" vrstvy	55,4	0,4	7,0	1,8	0	35,4	++	laminovaná sivá karbonatická droba
MK2	„pestré" vrstvy	74,2	2,4	1,4	2,0	0	20,0	+	zelená kremitá droba
MK6	riečanské pieskovce	76,8	7,4	0	0,8	0	15,0	–	zelený strednozrnný arkózový pieskovec
MK7	riečanské pieskovce	65,0	11,4	2,0	0,6	0	21,0	–	arkózový drobový zlepenec
OL2	riečanské pieskovce	60,8	5,0	0,2	4,8	*	29,4	–	arkózová litická droba



Obr. 6 Litologické profily belovežského súvrstvia v okolí Makova (Teťák, 2001).

Typickými štruktúrami sú gradácia, šošovky hrubšieho zrna, amalgamácia, korytové štruktúry, hojné sú intraklasty červeného aj zeleného ílovca, foraminifery a úlomky litotamnií, vyskytujú sa bioturbácie typu *Zoophycos*.

Ďalším charakteristickým znakom riečanskej litofácie sú hrubozrnné, málo spevnené pieskovce (do 90 cm), ktoré sa iba zriedka objavujú v iných litofáciách. Je to sediment, v ktorom je strednozrnný piesok vmiešaný do siltovej až ílovitej základnej hmoty. Sediment obsahuje hojné ílovcové závalky, koncentrované vo vrchnej časti vrstvy paralelne s vrstvovitosťou. Zriedka sú vo vrstve aj útržky tenších pieskovcových vrstiev. Geneticky patrí tento pieskovec medzi zrnotoky. V niekoľkých prípadoch sme sledovali plynulý prechod z pieskovca turbiditného pôvodu do zrnotokového pieskovca. Medzi lavicami pieskovcov sú polohy červených aj zelených ílovcov.

Južne od k. Lemešná v červených ílovcoch sú lavice sivých hrubozrnných, menej jemnozrnných kremenno-drobových pieskovcov so zrnami živcov, väčšinou vo zväzkoch do cca 14 m. Variety:

i) svetlosivé, výrazne kremenné až arkózové, hrubo- až strednozrnné, s nepatrným zastúpením muskovitu, niektoré aj s veľkými šupinkami biotitu. Vrstvy dosahujú hrúbku od 0,5 m až do 7,5 m. Lavice sa koncentrujú do 3 – 5 zväzkov s hrúbkou 5 – 16 m s úplnou prevahou pieskovcov;

ii) zelenosivé, hrubo- až strednozrnné pieskovce, miestami až zlepencovité, s priemerom zŕn do 8 mm. Sú pomerne nepoddajné, s ostrohrannými zrnami kremeňa a výraznými zrnami bielych živcov a sivozelených fylitov. Vyskytujú sa aj šupinky biotitu a ojedinele pyrit. Hrúbka jednotlivých vrstiev je okolo 0,3 – 1,9 m.

V ceste Makov – Bumbálka nad ráztockými vrstvami sú lavice (50 – 120 cm) sivých drobových pieskovcov s muskovitom a živcami podobné magurským. Medzi dvomi vrstvami je 15 cm siltových zelených ílovcov a vrstva pieskovca Tc hrubá 4 cm, inak na úseku niekoľko metrov dominujú pieskovce. Smerom do nadložia sú „špinavé" drobové, resp. arkózové pieskovce so zvrstvením Tab, s úlomkami fylitov, fliačikmi modro- a zelenosivých ílovcov, s muskovitom a biotitom. Táto časť profilu môže patriť ešte k ráztockým vrstvám. V nadloží sú sivé a svetlé kremenno-arkózové, stredno- až hrubozrnné pieskovce s úlomkami živcov v laviciach hrubých viac ako 0,5 m (s. od pamätníka partizánov). V smere do nadložia (na juh) sú v nich preplástky červenofialových ílovcov a v sedle (800,9 m) červené ílovce dominujú. Vo svahu j. od sedla sú ešte dve pasáže s výraznou prevahou kremenných pieskovcov s medzivrstvami červených a zelených ílovcov.

V okrajovej štruktúre račianskej jednotky na s. svahu Javorovej (798 m) a na *Koneč-nej* (Kornica) sme k riečanským pieskovcom zaradili komplex lavicovitých sivozelených a svetlosivých strednozrnných až hrubozrnných pieskovcov a arkózových pieskovcov s vrstvami v hrúbke 15 cm až 2,5 m. Pri spodku vrstiev je hrubozrnná pieskovcová až drobnozlepencovitá frakcia (zrná kremeňa, sericitických fylitov, granitov a živcov), smerom dohora pribúda jemnejší materiál (normálna gradácia) s biotitom a muskovitom. Viaceré lavice majú pomerne vysoký obsah glaukonitu (až 4 zrná na 1 cm^2). Na spodných vrstvových plochách lavíc sú miestami zachované stopy po vtláčaní a bioglyfy. Pieskovce sú prevrstvené 1 – 97 cm hrubými polohami zelených, sivých, hnedozelených a miestami až sivočiernych ílovcov.

Pre podrobnejšiu mapu oblasti Turzovky sme riečanské pieskovce pôvodne opísali pod názvom szczawinské pieskovce (Šlepecký a Potfaj et al., 2001). Po korelácii s územím západne od Turzovky sme ich preradili k riečanským pieskovcom. Zastúpené sú tu lavice (modrosivých/sivých) stredno- až hrubozrnných kremenných/arkózových pieskovcov s hrúbkou od 0,1 m do 2,7 m.

Medzi lavicami pieskovcov sú sivé až sivohnedé, sivozelené a sivočierne ílovce hrúbky 0,6 – 50 cm, ojedinele až 1,7 m, objavujú sa aj červenohnedé ílovce, ktoré dosahujú hrúbku 20 – 80 cm. Pomer P = 2,1 a I = 2,1 – 4,1.

V prítoku Dlžianskeho potoka nad sútokom (na liste Turzovka) sú vo svahu svetlé, stredno- až hrubozrnné kremenné a kremenno-arkózové pieskovce s glaukonitom. Okrem toho sú tu aj úlomky zlepencovitých, slabšie triedených pieskovcov podobajúcich sa na riečanské (Potfaj, Teťák a Šlepecký, 2001). Vyskytujú sa však aj triedené, jemno- až strednozrnné typy kremenno-glaukonitových pieskovcov, bežne sa vyskytujúcich v eocénnych zlínskych sekvenciách. Nad tým (na J) je pruh belovežských vrstiev s. s. hrubý 150 – 200 m v typickom vývoji. Smerom dohora v nich pribúdajú hrubšie vrstvy pieskovcov.

Identický výskyt je v pravom prítoku Semetešky od východu z Pavlovho vrchu (765 m).

V pravom prítoku Semetešky od samoty *Kozlovci* nad vyústením je niekoľko lavíc glaukonitových pieskovcov. Vyššie je súbor masívnych hrubozrnných kremenno-drobových pieskovcov hrubý asi 60 m. Niektoré z nich obsahujú aj glaukonit a hojne biotit. Typické sú vrstvy slabšie spevnených drobnozrnných „parazlepencov". Aj tento komplex zaraďujeme k riečanským pieskovcom, aj keď niektoré parametre pripúšťajú zaradenie k pieskovcovej (biotitovej) fácii ráztockých vrstiev. V ich nadloží je poloha tenko vrstveného flyšu so sivými pieskovcami hrubá asi 150 m (belovežské vrstvy s. s.).

Vzorka OL1 zo slieňovca poskytla iba preplavené spoločenstvo nanoplanktónu kampánu [*Aspidolithus parcus* s. l., *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKY), *Arkhangelskiella* sp., *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Micula decussata* VEKSHINA, *Calculites ovalis* (STRADNER)]. Iba dva kusy – *Neochiastozygus chiastus* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *N. distentus* (BRAMLETTE et SULLIVAN) – ak nie sú kontamináciou, môžu poukazovať na paleocénny(?) vek (určil M. Potfaj).

Hrúbka riečanských vrstiev je premenlivá. Je to nestála fácia náchylná na rýchle vyklinenia a v celom regióne nepresahuje 350 m. V smere na VSV a ZJZ je redukovaná na 20 – 70 m (Dlžiansky potok a potok Semeteška).

Vek sme stanovili na mástricht (dok. bod MP 120) s možným zásahom až do staršieho paleocénu. Oporný profil je na dne Čierňanky v Skalitom.

Pesl (1965, 1968) považuje za „ciężkowické" pieskovce (= riečanské pieskovce) aj paleocénne „pieskovcové" a „pieskovcovo-zlepencové vrstvy" severnejších zón račianskej jednotky, v podloží ktorých chýbajú pestré vrstvy. Ide asi o lukovské vrstvy. V okolí Makova sme zaznamenali iba jednu úroveň riečanských pieskovcov, juhozápadne odtiaľ sa objavujú dve.

Vložky pieskovcov a zlepencov v „pestrých vrstvách" paleocénu až stredného eocénu sa v poľskej terminológii označujú termínom „ciężkowické pieskovce" na základe vonkajšej podobnosti s ciężkowickými pieskovcami sliezskej jednotky.

V Poľsku polohy riečanských pieskovcov (=„ciężkowických") zasahujú na východ od Żywca (Cieszkowski et al., 1999), kde majú podobnú pozíciu v pestrých vrstvách a nápadne zhodnú petrografiu a litológiu, aj keď sa odtiaľ telesá zrnotokových pieskovcov nespomínajú. Pieskovce (tam ciężkowické) dosahujú hrúbku až niekoľko 100 m (Waśkowska-Oliwa, 2000). Vek udávaný pre tento horizont je rôzny (spodný až stredný eocén). Aj tu, rovnako ako aj na západe, riečanské pieskovce vytvárajú pozdĺžne teleso v smere bazénu medzi račianskou jednotkou A (vonkajšou) a B (vnútornou). V makovskej oblasti je pozoruhodná stálosť ich prúdových smerov zo Z na V.

Dedovské vrstvy (21)

V belovežskom súvrství sme vyčlenili faciálne odlišné vrstvy – dedovské vrstvy. Názov je odvodený od potoka Dedovka, ľavého prítoku Oščadnice spod hrebeňa Veľkej Rače. Potok Dedovka pretína niekoľko šupín račianskej jednotky a v nich na 2 – 3 úsekoch odkrýva dedovské vrstvy (tab. III, foto 2). Vyznačujú sa väčšou faciálnou pestrosťou než definované belovežské vrstvy s. s. Sú tu vložky stredno- až hrubozrnných pieskovcov, sivé a okrové ílovce a sliene, objavujú sa aj pieskovce obohatené o glaukonit.

Vo vyššej úrovni belovežského súvrstvia sa miestami vyskytujú aj jemnozrnné kremenné pieskovce s hrúbkou vrstvy do 35 cm, v ktorých sú riedko roztrúsené makroskopické zrná glaukonitu. V Dedovke pri horárni sa vyskytujú 3 – 4 vrstvy kremenno-arkózových strednozrnných pieskovcov so štruktúrou vrstvy Ta(b)c a Tab (tab. III, foto 3). Hrúbka niektorých vrstiev sa na krátke vzdialenosti laterálne mení (napr. z 19 na 11 cm na úseku 2 m). Tento litotyp má podobné znaky ako jemnozrnné variety tzv. ciężkowického pieskovca.

Ílovce dedovských vrstiev sa neodlišujú od belovežských: sú zelené, sivohnedé, sivé, spravidla so siltovou prímesou. Za sucha sú tvrdé, rozpadavé na drobné ostrohranné úlomky. Ich hrúbka je od 0,5 cm do 20 – 30 cm. Jednotlivé farebné variety sa striedajú a miestami sa vyskytujú aj vrstvy sivožltých vápnitých ílovcov – slieňov. Tvrdá slieňovcová vrstva je na južnom okraji Oščadnice.

V prítoku do Turkova pri samote *Krajíčkovci* (jz. od Turzovky) je pruh dedovských vrstiev so zelenými ílovcami (= vrchná časť belovežských?). V ich nadloží sú vrstvy drobových a glaukonitových pieskovcov (zdá sa, že sa normálne striedajú na cca 50 m). Nedá sa tu vylúčiť prechod do oščadnických vrstiev.

Vychylovské súvrstvie (20)

Je to flyšové súvrstvie, v ktorom sa belovežský faciotyp strieda s bystrickým a v smere do nadložia postupne narastá podiel ílovcov bystrického typu. Pôvodne bola oblasť výskytu definovaná len pre bystrickú litofaciálno-tektonickú čiastko-

vú jednotku (Potfaj, 1989). Ukázalo sa, že litofaciálne aj vekovo zhodné súvrstvie so zodpovedajúcou stratigrafickou pozíciou sa v obmedzenej miere vyskytuje aj v račianskej čiastkovej jednotke, v jej severnejšom vrstvovom slede.

Za typický vývoj vychylovského súvrstvia možno pokladať výskyt s. od Husárika (j. od Čadce) a v tomto pruhu ďalej na západ. Východne od osady *Rieka* (j. od Čadce) vystupujú na povrch vrstvy tvrdých zelenosivých strednozrnných drobových pieskovcov hrúbky 0,2 – 1 m. Spodné plochy vrstiev nesú stopy po vtláčaní a vo vrchnej časti lavíc pozorujeme krivolupeňovitú odlučnosť.

Belovežský faciotyp tu zastupujú sivé až modrosivé drobnozrnné krivolupeňovité vápnité pieskovce so zvrstvením Tc a s bioglyfmi. Pieskovce sú prevrstvené hrubolaminovanými zeleno-hnedými až hnedými vápnitými ílovcami s laminami a vrstvičkami s hrúbkou 0,02 – 10 cm.

K hlavným minerálom patrí kremeň (54 %) – poloostrohranné zrná, karbonáty (tmel a základná hmota 21 %) a taktiež zriedkavo zastúpené živce. K vedľajším minerálom patria ílové minerály (1,8 %). Akcesoricky sú zastúpené: pyrit, biotit, chlorit, leukoxén, rutil, turmalín, spinel, granáty a glaukonit (tab. 4).

Súvrstvie je narezané aj potokom Rieka (v Skalitom) 250 m nad vyústením v tektonicky obmedzenom výskyte, kde na viac ako 20 m belovežský faciotyp je vo zväzkoch hrubých 1 – 5 m, bystrické ílovce zasa vo vrstvách 50 – 400 cm. Belovežský faciotyp tu je dominantný.

Pozícia súvrstvia je tu trochu problematická. Podľa základnej definície by malo byť naspodku bystrických (tu vsetínskych) vrstiev, ale zdá sa, že zasahuje aj do vyšších úrovní. V takomto prípade by teda nemuselo ísť o súvrstvie v zmysle litostratigrafickej jednotky, ale o fáciu.

Pri obci Čadca-Horelica lokálne prevažujú zelenosivé, viac-menej vápnité ílovce v hrúbke od 0,2 do 2 m, ktoré majú lastúrnatú až guľovitú odlučnosť. Bystrický faciotyp je tam zastúpený svetlozelenosivými strednozrnnými vápnitými pieskovcami s glaukonitom. Vrstvy pieskovcov dosahujú hrúbku 0,2 – 1,5 m, ojedinele až 3 m. V sivozelených ílovcoch sa kde-tu nachádzajú tenké vrstvy ílovcových pelosideritov s hnedým patinovaním. V menšej miere sú zastúpené laminované tmavosivé ílovce hrúbky 13 až 99 cm.

Nanoplanktónové spoločenstvá z ílovcov v tektonicky rozbitej zóne južne od Vreščovky sú podobné ako na stratotypovej lokalite (Potfaj, 1989). Na základe viacerých určení vek súvrstvia je možné definovať ako stredný eocén (Potfaj a Beleš et al., 2001).

Celková charakteristika vychylovského súvrstvia je daná parametrami P = 0,6 až 0,3 a I < 6*. Hrúbka súvrstvia v račianskej jednotke je v rozmedzí 45 – 250 m.

---

* Časť výskytov pôvodne určených ako vychylovské súvrstvie j. od Čadce a Turzovky (napr. v pruhu Valčuhovci – Bogáňovci a jv. od k. Veľká lúka (775 m) (Šlepecký a Potfaj et al., 2001) sme reklasifikovali na belovežské súvrstvie.

Tab. 4 Petrografické analýzy pieskovcov vychylovského súvrstvia (M. Sandanus).

Dokumentačný bod	18/2č	18/č	18/č	47/č	186	239	239/a	374	375	461	791	792
kremeň + krem. hor. %	54,83	59,44	48,86	44,39	54,01	44,83	68,28	17,80	45,91	39,38	59,90	66,03
živce	11,61	11,16	8,58	5,85	10.86	2,51	13,28	0,40	8,28	13,78	12,23	10,73
ílovité m.+ horniny	2,83	19,53	5,12	1,54	1,78	5,86	10,08	67,14	2,35	12,80	5,94	6,85
karbonátové horniny	4,12		5,84	5,75	2,23	14,19	0,94	1,83	4,60	3,93	1,74	0,66
karbonátový tmel a ZH	21,41		23,36	32,88	20,98	25,27	2,24	8,34	28,42	21,77	13,75	8,07
glaukonit								1,83		0,76		
chlorit		1,16	2,38	5,34	4,01							
biotit	2,96	8,60	0,71	0,82		1,81	2,83		2,24	3,06	2,44	2,86
muskovit	1,29	1,16			4,46	1,53	1,59	1,52	2,24	3,50	2,44	2,98
ťažké minerály			4,71	3,08		3,07	0,72	1,11	4,29	0,98	2,68	1,76
úlomky hornín	0,90	0,93	0,71	0,30	1,83							

Zlínske súvrstvie (15 – 19)

Zlínske súvrstvie je plošne najrozšírenejší litostratigrafický celok magurskej jednotky na Kysuciach.

Z rámca zlínskeho súvrstvia s. l. sme vyčlenili tri litostratigrafické členy: vsetínske vrstvy (15), fáciu pasierbieckych pieskovcov (14), oščadnické vrstvy (18) a kýčerské vrstvy (16), v rámci ktorých sme na základe litológie rozlíšili: a) výlučne drobové pieskovce s muskovitom (sporadicky ílovce), b) drobové pieskovce s vrstvami glaukonitických pieskovcov (16b).

Mikrofauna zlínskeho súvrstvia ako celku poukazuje na stredný eocén (Hanzlíková in Roth et al., 1962). Výsledky analýzy nanoplanktónových spoločenstiev tomu neodporujú, niekde dokonca je možné pripustiť aj mladší eocén (napr. Skalité-Rieka).

Zlínske súvrstvie s. l. (15)

Zlínske súvrstvie s. l. (ako bližšie nečlenené) sme na mape vyznačili tam, kde sa nedal podrobnejšie určiť charakter súvrstvia (napr. medzi Oščadnicou a Turzovkou alebo s. od Kysuckého Nového Mesta). Pre zlínske súvrstvie s. l. sú typické vápnité ílovce bystrického typu. Zastúpené sú tu: a) jemno- až strednozrnné sivohnedé, za čerstva sivomodré drobové pieskovce so zvýšeným podielom muskovitu, bežne obsahujú ílovcové závalky a zuhoľnatenú rastlinnú sečku, hrúbka vrstiev je 0,18 – 5,5 m; b) kremenné pieskovce (hrúbka od 0,1 m do 1,5 m) s glaukonitom. Pieskovce sú zväčša gradačne zvrstvené, ojedinele na báze až drobnozlepencové. Na spodných vrstvových plochách sú stopy po vtláčaní, prípadne bioglyfy. Vrchná časť gradačne zvrstvených pieskovcových lavíc je jemnozrnná, s laminovaným rozpadom. Menej sa vyskytujú vrstvy laminovaných siltovcov hrúbky 1 – 5 cm a ílovitých pieskovcov do 10 cm.

Hlavnou zložkou pieskovcov je kremeň, z ďalších sú to glaukonit, karbonáty a živce. Akcesoricky sa vyskytuje pyrit, zirkón, sekundárne sericit, limonit a Mn oxidy (Sandanus in Beleš a Ivančenko, 1976; Fejdiová in Potfaj a Šlepecký et al., 1996).

V pelitoch prevláda hnedozelené sfarbenie, majú čriepkovitý rozpad s lastúrnatým lomom. Hrúbka ílovcových (vápnitých aj nevápnitých) vrstiev kolíše v rozmedzí 0,2 – 4 m. Zriedkavo sa vyskytujú pomerne tvrdé vápnité ílovce až slieňovce v hrúbke do 2,3 m. Miestami nájdeme aj niekoľko centimetrov hrubé preplástky pelokarbonátov.

Index I = 0,8 – 3,5 a P = 0,9 – 1,5, lokálne až 3. „Zlínske súvrstvie s. l.“, ako bolo vyznačené, dosahuje hrúbku asi 500 – 1 000 m. Vek súvrstvia je stredný až mladší eocén.

Vsetínske vrstvy (17)[*]

Je to sekvencia vyznačujúca sa prevahou hrubých vrstiev lastúrnato až guľovito odlučných siltovitých ílovcov s lavicami jemno- až strednozrnných pieskovcov s glaukonitom. Pieskovce majú zväčša „sklovitý" lom, pri báze sú mnohé lavice hrubozrnné a bežne obsahujú schránky veľkých foraminifer (numulitov). Zachované sú takmer kompletné Boumove intervaly Tabcd s pomerne výraznou konvolútovou deformáciou. Menej hojné sú svetlé kremenné pieskovce s glaukonitom, dobre triedené, v laviciach 0,5 – 1,5 m.

Ílovcové intervaly majú obyčajne vyvinutú skrytú gradáciu, ktorá sa prejavuje v ubúdaní siltovej prímesi smerom do nadložia.

Zastúpenie jednotlivých „fácií" či „variet" v profile na rôznych miestach a v rôznych štruktúrach je variabilné. Na svahu v. od Lemešnej (k. 950 m) je výrazná prítomnosť vsetínskeho komplexu s hnedými lastúrnatými vápnitými ílovcami v najvyššej časti. Zo svetlých slieňov v tejto časti sme určili *Reticulofenestra* cf. *umbilica* (LEVIN), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) a *Cribrocentrum coenurum* (REINHARDT), indikujúce prinajmenšom stredno-eocénny vek.

Pri vrchu viacerých rytmov sú zachované tenšie vrstvy (do 2 – 10 cm) zelených ílovcov (bez siltovej/muskovitovej prímesi), ktoré pravdepodobne sedimentovali po doznení turbiditného prúdu a ktoré môžeme interpretovať ako (hemi-) pelagický sediment.

Vo vsetínskych vrstvách s. od Čadce a Turzovky prevládajú hnedozelené tenkolaminované až tenkodoskovité, zriedkavo hrubodoskovité vápnité ílovce hrubé 0,5 – 12 m. Pomerne hojne sú tu zastúpené aj svetlosivé a zelenohnedé, silno vápnité tvrdé ílovce ląckého typu s lastúrnatým rozpadom vo vrstvách hrubých 0,4 – 2,6 m. Ojedinele sme zaznamenali aj vrstvy dosahujúce až 6,6 m (napr. Korňa). Polohy ílovcov sú sporadicky prevrstvené tenkými vrstvami pelokarbonátov.

Vo vyššej časti súvrstvia sa vyskytujú čokoládovohnedé, lastúrnato odlučné vápnité ílovce vo vrstvách hrubých 30 – 200 cm, ale v potoku Vreščovka na lokalite Poddrobiška dosahuje vrstva hnedých ílovcov hrúbku až 4 m. V tomto profile sme zachytili aj vrstvičku (2 cm) bielych tufitických ílovcov.

---

[*] Pri mapovaní do mierky 1 : 25 000 na mapových listoch Čadca, Skalité a Svrčinovec boli tieto vrstvy označené ako bystrické vrstvy. Aj keď boli pôvodne bystrické vrstvy definované ako typické súvrstvie bystrickej jednotky, ich prítomnosť (litofaciálny charakter) bola identifikovaná aj v severnejších štruktúrach račianskej jednotky. Vzhľadom na možné litofaciálne variácie tohto komplexu sa vraciame k označeniu bystrickej litofácie v račianskych štruktúrach ako vsetínske vrstvy.

V ílovcoch sa vyskytujú aj vrstvičky (2 – 8 cm) jemnozrnných až siltových laminovaných pieskovcov s muskovitom a sečkou na plochách laminácie a s bioglyfmi na spodnej vrstvovej ploche. Obvykle smerom do nadložia prechádzajú do siltovitých ílovcov.

Pre súvrstvie sú charakteristické dva typy pieskovcov. Prevládajú modrosivé, menej zelenosivé, drobno- až strednozrnné pieskovce s vápnitým a kremitým tmelom (sklovitý lom) s množstvom glaukonitových zrniečok. Sú pomerne rovnorodé, dobre triedené. Tvoria dosky s hrúbkou 35 – 90 cm, miestami lavice hrubé až 6 m. Jemnozrnné variety sú kremenno-vápnité, vo vrstvách hrubých do 25 cm. Vrstvy sú pozitívne gradačne zvrstvené. Z hľadiska štruktúry sú to typy Tabc a Tac.

Základný pieskovcový litotyp vsetínskych vrstiev tvoria vrstvy kremenno-drobových modrosivých, stredno- až jemnozrnných pieskovcov hrubé 35 – 90 cm.

Druhý typ sú sivé drobové pieskovce vo vrstvách hrubých 0,8 – 2 m, tvorené takmer výhradne (polo-) ostrohrannými zrnami kremeňa, úlomkami vápencov, metakvarcitov, rohovcov, fylitov a vápnito-ílovitou základnou hmotou (vyskytuje sa aj pórový a kontaktný tmel).

Zistili sme zrná živcov, glaukonitu (sivomodrozelený) a muskovitu. Akcesorickú zložku tvoria: skupina epidotu, granáty, pyrit, chlorit, turmalín, limonit a uhoľná drvina.

Južne od samoty *Sýkorovci*, j. od samoty *Macúrovci*, v potoku sz. od samoty *Gundášovci*, sv. od kóty 493 a v pravostrannom prítoku 700 m s. od samoty *Belajky* v spodnej časti vsetínskych vrstiev prevládajú zelenosivé, zelenohnedé, miestami aj hnedé vápnité ílovce v hrúbke od 4 cm do 3,5 m aj tvrdšie doskovité vápnité ílovce s lastúrnatou odlučnosťou.

Niektoré lavice pieskovcov obsahujú vysoký podiel zuhoľnatenej rastlinnej sečky, prípadne až tenké polohy – šošovky (3 cm) – uhlia (pri obci Čadca-Podzávoz) a zvýšený podiel muskovitu.

Vo vyššej časti vsetínskych vrstiev pribúdajú pieskovce s glaukonitom. Vsetínske vrstvy v tomto úseku dosahujú hrúbku 300 m. V smere na západ postupne ubúdajú, až sa vo vyššej časti Hlbokého potoka (v doline Ochodničanky) úplne vyklinujú.

Pomer P vo vyššej časti je okolo 0,6, no miestami stúpa až na 5, tam, kde pieskovcové vrstvy tvoria zväzky v celkovej hrúbke 5 – 20 m. Okolo Lemešnej sa typické hrubé pieskovcové komplexy pasierbieckych pieskovcov nevyskytujú.

Do vsetínskych vrstiev miestami zasahujú kýčerské a oščadnické vrstvy ako ich lokálne laterálne ekvivalenty.

Celkove pomer pieskovcov a ílovcov vsetínskych vrstiev je obvykle menší ako 1 (0,2 – 0,6); I = 0,2 – 0,5 až 1,4. Celková hrúbka súvrstvia je značná, zdá sa, že miestami presahuje 1,1 km.

Na základe určenia nanoplanktónu zo vzorky v Skalitom-Rieke [*Cribrocentrum coenurum* (REINH.), *Chiasmolithus expansus* (BRAML. et SULL.), *Ch. modestus* P.-NIELSEN, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE), *Discoaster saipanensis* BRAML. et RIEDEL, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *C. marismontium* (BLACK), *Lanter-*

nithus minutus STRAD., *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN), *Nannotetrina fulgens* (STRAD.), *Sphenolithus moriformis* (BRONN. et STRAD.)] možno vek vsetínskych vrstiev ako celku označiť v rozmedzí od stredného až do mladšieho eocénu (Žecová in Potfaj a Beleš et al., 2001).

Fácia pasierbieckych pieskovcov (19)

Základnou litologickou charakteristikou tohto vyčleneného súvrstvia (= fácie) je jasná prevaha pieskovcov s glaukonitom (niekde až do 12 % glaukonitu) nad ílovcami bystrického typu s nepatrným zastúpením zelených ílovcov (P vyšší ako 1 – 1,5).

Pieskovce vo vrstvách 0,15 – 2 m sú stredno- až hrubozrnné, menej jemnozrnné, so štruktúrou vrstvy Ta, Ta(b)c, prípadne Tac. Ojedinele sa nájdu aj vrstvy hrubé 8 m. Dominujú svetlé kremenné a arkózové typy (prevažne zelené – tzv. „pasierbiecky litotyp"; porovnaj napr. Sikora a Żytko, 1959; Ksiązkiewicz, 1948).

V pieskovcoch s glaukonitom je interval Tc obvykle veľmi tenký – len niekoľko cm, interval Tb je zväčša viac-menej konvolútovo zdeformovaný.

Arkózové pieskovce majú polymiktné zloženie klastov, sú medzi nimi zelenosivé, hnedé a modrosivé úlomky metamorfitov, ojedinele sedimentov (metadroby a karbonáty). Materiál je pomerne slabo opracovaný, slabšie vytriedený (tab. III, foto 4). Naproti tomu, kremenné pieskovce sú lepšie triedené, majú vyššiu mineralogickú aj štruktúrnu zrelosť.

Len ojedinele sa vyskytujú stredno- až hrubozrnné kremenno-drobové pieskovce s minimálnym obsahom glaukonitu (typ kýčerských pieskovcov).

Sedimentárny materiál pasierbieckych pieskovcov odvodzujeme zo sliezskej kordiliery (Potfaj a Maglay et al., 2001).

Pieskovce sú oddelené 0,2 – 1,2 m hrubými hnedozelenými, väčšinou nevápnitými ílovcami. Ílovce sú v tenších vrstvách (1 – 30 cm), zriedkavo viacej (najmä bystrický litotyp).

Celkový pomer pieskovce/ílovce P = 1,2 – 8, index zvrstvenia I = 1 – 4. Fácia pasierbieckych pieskovcov sa vyskytuje v nižšej časti vsetínskych vrstiev (resp. zlínskeho súvrstvia).

Hrúbka tohto intervalu v severnejších šupinách je asi 150 m a v južnejších príkrovových šupinách cca 350 m (napr. Bumbálka a Polianky; Potfaj, Teťák a Šlepecký, 2001).

Vek pasierbieckych pieskovcov je stredný až vrchný eocén (Pesl, 1968).

Oščadnické vrstvy (18)

V snahe vyhnúť sa mätúcemu staršiemu názvu „hieroglyfové vrstvy" (ktorý bol pre niekoľkonásobné prehodnotenie a odlišné ponímanie rôznymi autormi diskreditovaný – porovnaj Świdzinski, 1948; Andrusov et al., 1983), pre eocénnu

flyšovú litofáciu s tenšími vrstvami jemno- až strednozrnných pieskovcov, hnedosivých a zelených ílovcov sme použili názov oščadnické vrstvy. Názov je odvodený od riečky/potoka Oščadnica a od rovnomennej dediny. Celkový charakter oščadnických vrstiev je flyšový, s decimetrovým rytmom.

Z petrografického hľadiska sú pieskovce pomerne pestré. V prevahe sú kremenno-arkózové, niektoré s vyšším obsahom základnej ílovito-vápnitej hmoty. Prevláda v nich štruktúra vrstvy Ta(bc), Tac, resp. menej často Tbc. Vyskytujú sa aj kremenné pieskovce s glaukonitom, miestami aj pasierbiecky litotyp. Hrúbka pieskovcových vrstiev je od niekoľko cm po 85 cm, drobové, hrubo- až strednozrnné pieskovce sa miestami vyskytujú aj v laviciach hrubých okolo 1,5 m.

Hrubšie zrnité variety zelených pieskovcov, miestami až zlepencových, dosahujú hrúbku do 3,5 m. Najhojnejší výskyt zlepencov je na s. svahu Veľkej Rače a v štruktúre Upratiská (tab. IV, foto 1). Z týchto zlepencov pochádzajú aj úlomky karbonátov (vyhodnotenie M. Sýkora in Potfaj a Maglay et al., 2001), granitoidov a metamorfovaných hornín (vyhodnotenie M. Kohút, in l. c.) (tab. IV, foto 2).

Výskyt odtlačkov organických stôp na spodných vrstvových plochách pieskovcov je štandardný, nie je však v takom rozsahu ako napr. v belovežskom či malcovskom súvrství.

Ílovce sú prevažne zelenosivé, tmavohnedozelené, menej sivé a žltohnedé. Prevládajú nevápnité typy v hrúbke 1 – 15 cm. Vo väčšine prípadov obsahujú siltovú prímes. Bežne sa vyskytujú aj hnedosivé, viac-menej siltovité, slabo vápnité ílovce s lastúrnatou odlučnosťou (bystrický typ). Dosahujú hrúbku od 25 do 320 cm (hrubšie vrstvy sú však vzácne).

Pomer P = 0,5 – 1,2, I = 2 – 6 a celkový charakter súvrstvia vyznieva skôr ako prevažne pelitický. Vzhľadom na to, že oščadnické vrstvy sú polyfaciálna jednotka a môžu sa vyskytovať prakticky v celom intervale zlínskeho súvrstvia, definovať jednoznačne jeho hrúbku je obťažné. Nikde však sme nepozorovali komplex hrubší ako 480 m (maximum v pruhu cez k. 1 140 – Bugaj). Vek súvrstvia na základe nanoplanktónových spoločenstiev s prinsidnými formami stredného eocénu určujeme ako stredný eocén s možným zásahom aj do vrchného eocénu.

Na niektorých miestach sa mohla vyššia časť belovežského súvrstvia (najmä dedovských vrstiev) do istej miery prelínať s oščadnickým súvrstvím. Zámena by mohla nastať tam, kde nie je jasný výskyt/podiel ílovcov bystrického typu – tie sú v dedovských vrstvách zastúpené len nepatrne.

Podľa expertíz (Kohút a Sýkora in Potfaj a Maglay et al., 2001) je možné klastický materiál zlepencov derivovať aj z jednotiek a komplexov tvoriacich dnes vnútorné Karpaty. Napriek tomu pôvod tohto materiálu odvodzujeme zo sliezskej kordiliery medzi magurským a sliezskym sedimentačným priestorom. Poukazuje na to paleoprúdový systém (transport od S – SV). Znamenalo by to, že

sliezska kordiliera mala zhodné zloženie s dnešnými jednotkami vnútorných Karpát a/alebo usporiadanie magursko-sliezskeho priestoru v eocéne bolo iné než klasicky prezentované lineárne schémy (Potfaj, 1998).

V prítoku Semetešky jz. od Pavlovho vrchu (*Mičlovci*) na vyústení potoka nad cestou sú vrchné belovežské vrstvy (podľa úlomkov v sutine). Vyššie okolo n. v. 575 m pri sútoku sú ešte drobové kýčerské pieskovce, ale už nad sútokom vo východnej vetve je zlínske súvrstvie s glaukonitovými pieskovcami a lokálne aj bystrické ílovce – podľa celkového charakteru túto pasáž zaraďujeme k oščadnickým vrstvám. Uloženie je monoklinálne, s jednou(?) vrstvou drobového pieskovca v spodnej časti, ktorá sa ťahá na vrchol Pavlovho vrchu. Možno ju pokladať za lokálny korelačný horizont.

K oščadnickým vrstvám sme zaradili aj tzv. fáciu Hlboká (Potfaj a Šlepecký et al., 1996). Vyskytuje sa pod záverom Neslušskej doliny v nižšej časti zlínskeho súvrstvia, kde dosahuje hrúbku asi 100 – 250 m. V odkryve sú zastúpené modrosivé až svetlé strednozrnné vápnité kremenné glaukonitické pieskovce hrúbky 0,2 – 1,3 m. V niekoľkých laviciach sú 4 – 12 cm hrubé laminy s akumuláciou schránok numulitov [*N. burdigalensis* DE LA HARPE, *Discocyclina scalaris* (SCHLUMB.) – det. E. Köhler]. Sporadicky sa vyskytujú aj modrosivé až hnedozelené, šikmo zvrstvené jemnozrnné vápnité pieskovce (2,5 až 15 cm). Z pelitov prevládajú hnedozelené až modrozelenosivé ílovce, ojedinele vápnité, hrubé 0,2 – 1 m. Sporadicky sú zastúpené hnedozelenosivé (do 20 cm) a fialovohnedé ílovce (do 2 cm). Zriedkavé sú svetložltohnedé vápnité ílovce v hrúbke do 3 cm. Vek tejto úrovne fácie je stredný eocén. Hrúbka vyčleneného komplexu je 125 – 250 m.

Rovnako sme k oščadnickým vrstvám priradili aj tzv. hieroglyfovú fáciu z úzkeho pruhu s. od Serafínova (Potfaj a Beleš et al., 2001).

Oščadnické vrstvy sa teritoriálne obmedzujú na vnútornejšie štruktúry račianskej čiastkovej jednotky.

Serafínovské pieskovce (19a)

Na SV od Skalitého sa vyskytuje pieskovcový komplex odlišný od iných definovaných súvrství. Sú to lavicovité (20 – 150 cm) jemnozrnné svetlé pieskovce s muskovitom a ojedinelými zrniečkami glaukonitu. V spodnej časti lavíc je nezreteľná gradácia, vyššie paralelné až šikmé zvrstvenie (Tabc). Viaceré lavice majú zvlnený čerinový povrch. Zvláštnosťou sú bioglyfy(?) aj na niektorých vrchných plochách. Medzi lavicami sú miestami tenké (do 5 cm) vrstvičky piesčitých ílovcov.

Parametre sekvencie sú $P \geq 10$, $I = 2$. Celkovú hrúbku litosómu odhadujeme na cca 50 m. Jeho rozšírenie je v kopci v. od lokality Sojková po štátnu hranicu s Poľskom, medzi železnicou a hradskou k štátnej hranici. Pieskovce sú odkryté v starom lome sv. od železničnej zastávky Serafínov a v zárezе železnice. Nemáme žiadne priame údaje o ich veku a pozícii, len na základe nepriamych údajov sa domnievame, že môžu mať súvislosť s pasierbieckymi pieskovcami.

Kýčerské vrstvy[*] *(16)*

Je to hrubo vrstvený flyšový pieskovcový komplex. Okrem úplnej prevahy pieskovcov sú jeho poznávacím znakom vrstvy masívnych modrosivých kremeno-drobových pieskovcov v hrúbke od 20 cm do 2 – 4 m, miestami aj viacej (tab. IV, foto 3). Hrubšie lavice sú spravidla zložené z 2 – 3 rytmov (amalgamácia). Typická štruktúra pieskovcovej vrstvy je Tac. Vo vrchnej časti lavíc sú nezriedka niekoľkocentimetrové ílovcové útržky (autoklasty?). Laminované vrchné časti vrstiev majú zvýšený výskyt muskovitu a zuhoľnatenej rastlinnej sečky. Smerom dohora sa vrstva mení na piesčitý ílovec s hrúbkou do niekoľko cm.

Pieskovce sú gradačne zvrstvené a na báze lavíc nachádzame drobnozlepencovité aj hrubozrnné polozaoblené zrná kremeňa. Vrchná časť gradačne zvrstvených lavíc je jemnozrnná, s laminovaným rozpadom. Niektoré vrstvy sú väčšinou spojené ostrým prechodom z glaukonitického pieskovca (báza lavíc) do drobového pieskovca.

Na spodnej ploche pieskovca sú bežné prúdové lineácie, ale nezriedka aj odtlačky stôp po lezení *Taphrhelminthopsis* sp. (tab. IV, foto 5).

Medzi vrstvami pieskovcov sú sivozelené „kaki" ílovce, len zriedkavo vápnité, s hrúbkou 0,02 – 1 m. Zriedkavo sa vyskytujú tvrdé vápnité ílovce (podobné ląckým) hrúbky 0,14 až 2,3 m a sivočierne piesčité ílovce (hrúbka 10 – 23 cm). Index I = (0,75 –) 2,3 – 9 a P = 1 – 1,9, resp. až 3,8. V súvrství sú aj pasáže s lokálnou prevahou ílovcov (piesčité alebo aj tvrdé, drobnočriepkovito rozpadavé ílovce s lastúrnatým lomom) s hrúbkou jednotlivých vrstiev 20 – 300 cm.

Vo vyššej časti súvrstvia v zárezе cesty pri Krásne nad Kysucou je odkrytá sklzová vrása s orientáciou vergencie na J (po sklopení) (tab. IV, foto 4).

V typickom vývoji kýčerských pieskovcov (vrstiev) by sa nemali vyskytnúť kremenné pieskovce s glaukonitom – ojedinelé vrstvy však kde-tu nachádzame. Ako zvláštny vývoj vyčleňujeme tie vrstvové súbory, v ktorých sa v rámci pieskovcov kýčerského typu vo zvýšenej miere vyskytujú kremenné pieskovce s glaukonitom (16a). Predpokladáme, že tu ide o miešanie kýčerskej a pasierbieckej fácie. Tak je to napr. na južnom svahu Veľkej Rače alebo v Barancovom potoku z. od Kalinovho vrchu (815 m).

Pieskovce (drobové aj glaukonitové) dosahujú hrúbku 0,5 až 4 m. Takéto zmiešané fácie sa v tomto regióne vyskytujú len v obmedzenej miere (Oščadnica – Malá Rača, medzi Čadcou a Turzovkou).

V prítokoch do Turkova sa striedajú glaukonitové a drobové pieskovce v kýčerských vrstvách (stred) a v najvyššej časti týchto vrstiev sú zlepence. Môže tu ísť o tektonické

[*] *V okolí Skalitého sme kýčerské pieskovce pri mapovaní (Potfaj a Beleš et al., 2001) nazývali ich synonymickým názvom – babohorské pieskovce.*

kovanie, ale nemožno vylúčiť ani výskyt fácie kýčerských pieskovcov s glaukonitovými pieskovcami (16a), ako sú napr. na Z od Malej Rače (Potfaj et al., 2001 – list Oščadnica).

V rámci vyhľadávacieho prieskumu (Smiešková et al., 1977) s. od obce Ochodnica (kóta 577,6 – Lazové) sa zistili pieskovcové lavice hrubé až 10 m. Hrúbka ílovcových vložiek je tu v rozmedzí 0,5 – 2 m. Podstatnú súčasť pieskovcov tvoria ostrohranné a polozaoblené zrná kremeňa (priemer 0,8 – 1,4 mm) so zriedkavým zastúpením živcov a kremencov. Akcesoricky tu vystupuje limonit, muskovit, biotit, ojedinele glaukonit, chlorit, zirkón, granát a apatit. Najviac sú zastúpené strednozrnné drobové pieskovce.

Pelity medzi pieskovcami sú bledosivé ílovce hrúbky 7 – 10 cm, hnedozelené ílovce (do 5 cm) s hrubo laminovaným rozpadom a piesčité ílovce do 2,5 cm. Celkove je pomer P > 3, I = ±2.

Hrúbka kýčerských vrstiev tu dosahuje 300 – 800 m a smerom na V sa vyklinujú.

V niektorých prípadoch polovicu lavice tvorí drobový a zvyšok glaukonitický pieskovec. Ojedinele sa vyskytujú aj tenko laminované prachovce hrúbky 1 – 5 cm. Hlavnou zložkou drobových pieskovcov sú kremenné zrná (45,5 – 50 %), väčšiu časť tvoria poloostrohranné alebo ostrohranné zrná a len vzácne sa vyskytujú polozaoblené zrná. Nachádzame tu aj ílové minerály (5,1 – 67,1 %) a sporadicky aj živce (7 – 12 %), ktorých najväčšie akumulácie spolu s úlomkami ílovcov sme pozorovali v spodnej časti lavíc pieskovcov v rozsahu od 4 cm do niekoľko decimetrov.

Karbonátová zložka (14 – 34,3 %) sa vyskytuje v základnej hmote, no nachádzame aj úlomky karbonátových hornín (3,2 – 5,6 %). V menšej miere sa vyskytujú úlomky rohovcov, metakvarcitov, sericitických fylitov, ílovcov a prachovcov. Akcesoricky sa vyskytujú leukoxén, biotit, muskovit, chlorit, turmalín, sericit, granáty, pyrit, grafit, ilmenit, limonit, chalcedón a amfibol. Na plochách zvrstvenia lavíc pieskovcov pozorujeme zvýšený obsah šupiniek muskovitu, sporadicky zuhoľnatenej rastlinnej drviny, zriedkavejšie leukoxénu, rutilu a iných ťažkých minerálov.

Na j. okraji regiónu (jz. od Turzovky) nemôžeme jednoznačne potvrdiť pozíciu kýčerských vrstiev ako najvyššieho súvrstvia. Napríklad na severnom svahu Pavlovho vrchu (765 m) sa totiž vyskytuje 110 m hrubá poloha kýčerských pieskovcov v rámci glaukonitových pieskovcov. Buď ju môžeme interpretovať ako normálny sled, alebo ako tektonické podložie nasunutých oščadnických vrstiev. Aj na s. svahu Pánovskej Kýčery (761 m) je asi 50-metrový horizont drobových kýčerských pieskovcov uzavretý medzi glaukonitovými pieskovcami. V našej verzii mapy sa prikláňame k tektonickému riešeniu.

Pod Pánovskou Kýčerou na S je pruh drobových pieskovcov (kýčerských) v hrúbke asi 350 m, nad ktorým sú opäť glaukonitové pieskovce (osielecký facies). Nevedno, či tu ide o tektonické opakovanie, alebo je to normálna vrstvová postupnosť (slabé odkrytie).

Západnejšie, na s. svahu kopca Luby pod vrcholom k. 911, je pravdepodobne iba pár metrov hrubý horizont s jemno- až strednozrnnými drobovými pieskovcami. Táto situácia naznačuje trend ubúdania kýčerských pieskovcov z oblasti Oščadnice smerom na JZ. Je tu však aj podozrenie, že pieskovcový horizont je len redukovaná časť bázy kýčerských vrstiev odrezaných v jadre synklinály – ako tomu nasvedčujú profily v potokoch na východe i na západe.

Na základe analýz zo vzoriek (d. b. 0279 – list Čadca – Šlepecký et al., 2001) predpokladáme, že vek vrstiev je prinajmenšom bartón (NP I7), prípadne až priabón (stredný až mladší eocén).

Maximálna hrúbka kýčerských vrstiev v hrebeni Rače a Dedovky je asi 1 000 m. Smerom na Z a JZ sa hrúbka zmenšuje na cca 700 – 350 m.

Vek súvrstvia na základe stratigrafickej pozície je mladší eocén (priabón) – ide o najvyššie súvrstvie račianskej jednotky v tejto oblasti. Z paleontologických údajov hodno spomenúť výskyt niektorých prinsidných foriem. Značne sa ponášajú na *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER), ktorého prvý výskyt bol zaznamenaný už v priabóne, alebo *Discoaster nodifer* (BRAMLETTE et RIEDEL).

Kýčerské vrstvy sú ekvivalentom muskovitovej fácie „magurských" pieskovcov v zmysle poľských geológov (porovnaj: Pesl, 1968). Synonymom sú *babiahorské (babohorské) pieskovce* (Bieda a Ksiazkiewicz, 1958).

Bystrická jednotka

Vrstvový sled bystrickej jednotky tvoria: belovežské súvrstvie s vyčlenenými červenými ílovcami spodných belovežských vrstiev, vychylovské súvrstvie a bystrické vrstvy zlínskeho súvrstvia (obr. 5). Bystrické vrstvy a vychylovské súvrstvie majú v kysuckom regióne typovú oblasť v okolí Starej a Novej Bystrice. Belovežské súvrstvie má typovú oblasť v račianskej jednotke na východnom Slovensku. Týmto termínom bol označený aj tenko zvrstvený flyšový súbor v celej západoslovenskej flyšovej zóne (Matějka a Roth, 1956; neskôr Roth in Buday et al., 1968). Dnes sa ukazuje, že belovežské vrstvy (súvrstvie) v bystrickej zóne majú predsa len isté odlišnosti oproti belovežskému súvrstviu račianskej jednotky (pozri Lexa et al., 2000) a bolo by vhodné označovať ich iným termínom. V tejto práci ich predbežne neformálne označujeme ako belovežské súvrstvie bystrickej proveniencie.

Belovežské súvrstvie bystrickej proveniencie (29)

Je to súvrstvie pomerne málo odolné proti tektonickým deformáciám a erózii. Vyskytuje sa v úzkych dlhých depresiách, bežne s vychylovským súvrstvím, medzi kompetentnými súvrstviami. Na základe prítomnosti, resp. neprítomnosti červených ílovcov v belovežskom súvrství odlišujeme spodné a vrchné belovežské vrstvy.

Pôvodná stratotypová lokalita belovežských „vrstiev" je na lokalite Beloveža, ktorá je situovaná v račianskej jednotke. Názov belovežské vrstvy sa teda oprávnene vzťahuje na príslušné súvrstvia v račianskej jednotke. V päťdesiatych rokoch Matějka a Roth (1949) použili názov belovežské vrstvy aj pre tenko

vrstvené flyšové súvrstvie z okolia Starej Bystrice na Kysuciach, ktoré sa síce nachádza v pozícii pod „bystrickými vrstvami", ale má mierne odlišnú charakteristiku.

Spodné belovežské vrstvy (29a)

Spodné belovežské vrstvy sa vyznačujú nesúvislými odkryvmi v tektonicky stlačenej zóne na čele bystrickej jednotky, resp. jej čiastkových štruktúr. Väčšina odkryvov je v stave silného zvetrania a na povrchu ich reprezentujú len úlomky červenohnedých ílovcov v zahlinených delúviách. Na mape sú vyznačené ako plochy s výskytom červených ílovcov v rámci belovežského súvrstvia ako celku.

Spodné belovežské vrstvy sú charakterizované striedaním zelenosivých a červených ílovcov s jemnozrnnými pieskovcami.

Najlepšie zachované odkryvy sú v dolinách Rudinského potoka, Neslušanky a Ochodničanky.

Ílovce sú vo vrstvách hrubých 4 – 15 cm, niekde až 1,5 m. Podľa nemnohých odkryvov sa zdá, že červené ílovce sú vo vrchnej časti jednotlivých rytmov. Miestami sú v súvrství vložené vrstvičky (1 – 2 cm) sivobielych vápnitých ílovcov. Základným typom pieskovcov sú tenké (2 – 5 cm) vrstvičky jemnozrnných muskovitických pieskovcov s Ta(b)c zvrstvením. Okrem toho sa vyskytujú dobre triedené hrubšie (3 – 10 cm) jemnozrnné vápnité pieskovce s muskovitom so štruktúrou zvrstvenia Tb, prípadne Tbc. Na spodných plochách pieskovcových lavíc sú pomerne hojné bioglyfy. Celkový pomer P = 0,3 – 0,7, I = 1 – 8.

V bielosivých ílovcoch sme zistili nanoplanktónové spoločenstvo mladšieho paleocénu. Prakticky z toho istého litosómu sv. od Rudinskej určila Hanzlíková (ex Maheľ et al., 1962) z pestrých ílovcov paleocénne spoločenstvo aglutinovaných foraminifer.

Hanzlíková (ex Matějka a Chmelík, 1956, s. 128) z pestrých ílovcov „belovežských vrstiev" „marikovského antiklinálneho pásma" zistila paleocénnu až strednoeocénnu mikrofaunu. Vzhľadom na to, že odbery nie sú lokalizované presnejšie, môžeme spochybniť príslušnosť strednoeocénnych vzoriek k spodným belovežským vrstvám. Hrúbka spodných belovežských vrstiev v susedných územiach dosahuje asi 150 m.

Vrchné belovežské vrstvy (bystrickej proveniencie) (29)

Je to typické tenko vrstvené flyšové súvrstvie, v ktorom základný rytmus tvorí modrosivý jemnozrnný vápnitý pieskovec (hrúbka 2 – 15 cm) s náznakom gradácie a so šikmou laminációu vo vyššej časti vrstvy. Ten prechádza do hnedozeleného až zelenosivého, jemne piesčitého vápnitého ílovca a modrosivého až hnedého ílovca v hrúbke 3 – 30 cm. Pomer P = 0,5 – 1,2, index zvrstvenia I = 8 – 15. Súvislejšie

odkryvy sú zriedkavé, najlepšie je odkrytá časť nad vyústením potoka Radôstka nad starým železničným mostom (tab. VI, foto 1). Odkryvy v južnejších pásmach sú zriedkavé, vyskytujú sa len na východ od Kysuce, aj to v zvetranom stave, prípadne v zosuvných územiach.

Charakteristickou ichnofosíliou belovežského súvrstvia je *Paleodictyon* sp., nájdený v severnom okrajovom pásme pri Radôstke a vo Vychylovke (Potfaj et al., 1979; Potfaj, 1989) (tab. VI, foto 2).

Hrúbka vrstiev je cca 250 m, na väčšine územia však je v dôsledku tektonickej deformácie redukovaná. Vek súvrstvia je starší eocén (op. cit.).

Vychylovské súvrstvie (28)

Vychylovské súvrstvie je súvrstvie faciálne zložené z belovežského a bystrického faciotypu. Smerom do nadložia postupne narastá podiel ílovcov bystrického typu na úkor tenko vrstveného flyšu. Súvrstvie je tu v typovej oblasti v doline Vychylovky (Potfaj, 1989). Vyskytuje sa aj v južnejšej štruktúre prebiehajúcej dolinou Lodna.

Bystrický faciotyp je zastúpený lavicami modrosivých jemnozrnných až strednozrnných pieskovcov hrúbky 0,2 – 1,2 m aj s glaukonitovými zrnkami. Vápnité ílovce hnedozelenej farby majú lastúrnatú odlučnosť, miestami tenko-doskovitý rozpad a dosahujú hrúbku 0,3 – 1 m. Belovežský faciotyp tu reprezentujú modrosivé jemnozrnné, silno vápnité pieskovce [T(a)c] hrúbky 10 – 20 cm a hnedozelené vápnité ílovce s laminovaným rozpadom a hrúbkou 30 – 40 cm.

Súvrstvie sme zistili aj v oblasti Rudiny, kde je narezané Rudinským potokom. Bystrický faciotyp tu zastupujú lavice modrosivých jemnozrnných až strednozrnných vápnitých glaukonitických pieskovcov hrúbky 0,2 – 1,2 m s bioglyfmi na spodných plochách. Vápnité ílovce hnedozelenej farby majú lastúrnatú odlučnosť, miestami tenkodoskovitý rozpad a dosahujú hrúbku 0,3 – 1 m. Belovežský faciotyp tu reprezentujú modrosivé jemnozrnné vápnité pieskovce [T(a)c] hrúbky 0,1 – 0,2 m a hnedozelené vápnité ílovce s laminovaným rozpadom a hrúbkou 0,3 – 0,4 m. Hrúbka belovežského faciotypu na odkryve je 4 m.

Ďalšia oblasť výskytu vychylovského súvrstvia je s. od samoty *Majtánky* jv. od Neslušskej doliny. Na ľavom brehu Kysuce je súvrstvie v pruhu sv. od Lodna.

Celkový pomer P = ± 1, I = 1 – 5. Súvrstvie dosahuje hrúbku asi 250 m, jeho vek je stredný eocén.

Bystrické vrstvy (27)

Tvoria mohutný flyšový komplex, v ktorom prevládajú polohy hnedozelených a sivých siltových vápnitých ílovcov, miestami hrubých až 12 m. Bežne obsahujú rastlinnú drvinu (sečku) a sľudnatú prímes.

Ílovce sú bežne spevnené a tvoria doskovité (do 4 m) tvrdé siltové slieňovce s lastúrnatým rozpadom („lącký typ") (tab. VI, foto 4 a 5). Na viacerých miestach sú vrstvy hnedých až čiernosivých vápnitých tvrdých ílovcov hrúbky do 0,6 m (napr. nad priehradným múrom nádrže v Novej Bystrici). V doline Rudiny sa v hnedozelenom vápnitom ílovci nachádza poloha (0,6 m) čokoládovohnedých ílovcov.

V súvrství sa ojedinele vyskytujú elipsovité konkrécie Fe pelokarbonátov (4 x 3 cm – 20 x 7 cm).

Pieskovce sú vo vrstvách hrubých 0,1 – 4 m, najčastejšie niekoľko decimetrov. Najviac sú zastúpené jemnozrnné až strednozrnné vápnité pieskovce s glaukonitom. V jemnozrnných pieskovcoch (vrstvy do 15 cm) nie je zriedkavá laminovaná odlučnosť. Na niektorých odkryvoch prevládajú strednozrnné drobové pieskovce (v hrúbke 0,2 – 1,5 m). Naspodku viacerých pieskovcových lavíc je hrubozrnná, prípadne aj drobnozlepencová prímes s „exotickým materiálom" (fylity, kremence a granity) a ojedinele aj s úlomkami numulitov. V niektorých flyšových rytmoch sú aj laminované zelenohnedé siltovce hrubé do 10 cm.

Na východe územia je v súvrství niekoľko 15 – 50 m hrubých zväzkov drobových pieskovcov magurského typu. Na mape sú vyznačené samostatne ako korelačné horizonty.

Pomer P = 0,7 – 0,3, v niektorých oblastiach však môže vystúpiť až na hodnotu 1. Medzi obcami Rudinská a Nesluša a kótami Černíková (625,4 m) a Pálenica (545 m) je pomer P = ±0,1 (Smiešková et al., 1996).

Pieskovcové lavice s glaukonitom majú na spodných plochách vrstiev erózne prúdové stopy, ktoré zväčša poukazujú na smer prúdov od severu na juh (JZ). Vrstvy laminovaných pieskovcov a drobové pieskovce majú naspodku prúdové vlečné stopy smeru SV – JZ, resp. až od východu na západ (tab. VI, foto 6). Táto smerová disharmónia poukazuje na oddelené prúdové režimy oboch typov pieskovcov.

V celom profile sa sporadicky vyskytujú sklzové deformácie pieskovcov (tab. VII, foto 1, 3 a 4) a klastické žily v ílovcoch, ktoré indikujú pomerne nepokojné sedimentačné prostredie.

Bystrické vrstvy dosahujú celkovú hrúbku asi 1 300 m. Ich vek je stredný až mladší eocén.

Oravskomagurská jednotka

Pozdĺž severného okraja bradlového pásma je asi 1 km široký pruh s rozdrobenými trieskami litostratigrafických jednotiek. Ich tektonofaciálnu príslušnosť sme identifikovali ako oravskomagurskú. Celá tektonická zóna je pomerne zle odkrytá. Aj v niekoľkých existujúcich odkryvoch vystupujú horniny dosť tektonicky porušené. Preto na mnohých miestach bolo možné stanoviť

litologickú príslušnosť iba na základe úlomkového materiálu. Na mape sme vyznačili súvrstvie magurských pieskovcov a v spoločnom súbore malcovské a raciborské súvrstvie.

Magurské pieskovce (30)

Súvrstvie reprezentujú sivé, stredno- až hrubozrnné drobové pieskovce s kremennými zrnkami do 3 mm. Na viacerých miestach (najmä s. od Rochovice) sa vyskytujú aj typy výrazne obohatené o muskovit. Z ojedinelých výskytov s merateľnými parametrami sme overili hrúbku gradačne zvrstvených lavíc od 40 do 120 cm. Niektoré z nich majú na spodných vrstvových plochách náznak prúdových stôp. Vek súvrstvia udávame na základe analógie ako paleocén – starší eocén (Potfaj et al., 1991). Na základe celkovej distribúcie magurských pieskovcov v tektonizovanej zóne možno pokladať ich maximálnu hrúbku za nepresahujúcu 250 m.

Raciborské a malcovské súvrstvie (31)

Patria sem tektonické relikty pri okraji bradlového pásma v. od Radole, ako aj nad Oškerdou. Na povrchu sú to tektonicky rozdrvené pieskovce a ílovce, viac-menej vápnité.

Identifikačným znakom sú jemnozrnné vápnité pieskovce so zvrstvením T(a)c – Tc a so šupinkami muskovitu na plochách laminácie. Na spodných plochách sú hojné bioglyfy a drobné prúdové stopy. Hrúbka pieskovcových vrstiev je okolo 3 – 15 cm, ojedinele viacej. Pri zvetrávaní nadobúdajú charakteristický okrovohnedý lem.

Vyskytujú sa tu aj masívne sivé, stredno- až hrubozrnné drobové pieskovce s kremennými zrnkami do 3 mm podobné magurskému litotypu, bežné sú aj výrazne muskovitové typy.

Ílovce sú sivé, rôznych odtieňov. Sú vápnité, zväčša s prímesou siltovej frakcie, na všetkých lokalitách sú viac-menej tektonicky prehnetené. Vzhľadom na tektonické prehnetenie nie je možné stanoviť parametre súvrstvia; podľa podielu úlomkov jednotlivých hornín sa zdá, že ílovce sú v miernej prevahe nad pieskovcami. Zaradenie k malcovskému a/alebo raciborskému súvrstviu (Potfaj, 1983; Potfaj et al., 1991) je spravené aj na základe celkového charakteru paragenézy hornín.

Vek týchto súvrství bol definovaný ako mladší eocén – starší oligocén (l. c.). Na území zobrazenom na liste Kysucké Nové Mesto sme identifikovali strednoeocénne spoločenstvá nanoplanktónu (Potfaj a Šlepecký et al., 1996) a paleocénnu *Discocyclina seunessi* DOUVILLÉ.

Aj tam, kde sú merateľné úložné pomery, vzťahujú sa na lokálny blok, prípadne sú v zosuvnom území, a teda rotované oproti skalnému podložiu. Preto zachovanú hrúbku súvrstvia možno určiť iba odhadom na cca 200 m. Na Orave tieto súvrstvia dosahujú hrúbku okolo 400 – 600 m.

BRADLOVÉ PÁSMO

Bradlové pásmo na územie kysuckého regiónu zasahuje v obmedzenom rozsahu, pri jv. okraji. V bradlovom pásme sme odlíšili dva vrstvové sledy: kysucký a klapský. Kysucký sled je tu v klasickom výskyte v rozsiahlom bradle Rochovica – Ľadonhora, ktoré tu v jeho celej dĺžke 11 km nazývame *„kysucké bradlo"* (tab. VIII, foto 5). Kysucký vrstvový sled vyčlenili Andrusov (1959), Scheibner a Scheibnerová (1969) a neskôr ho premapoval Haško (1973). Jeho rozpätie je od álenu (posidóniové vrstvy) po mástricht (gbelianske/púchovské sliene) (obr. 7). Kysucký vrstvový sled dosahuje celkovú hrúbku asi 2 km.

Klapský sled tu má zachované dve súvrstvia: albské sférosideritové vrstvy a mladšie, flyšové pupovské vrstvy. Ich spoločná hrúbka je asi 800 m.

Kysucká jednotka

Takmer úplný vrstvový sled je v masíve bradla Steny – Ľadonhora nad Lopušnými Pažiťami, kde je prerezaný Vadičovským potokom.

Posidóniové vrstvy (39)

V spodnej časti súvrstvia sú tmavosivé a hnedosivé bridličnaté piesčité ílovce s niekoľkými vložkami čiernych až tmavosivých karbonátových pieskovcov. Niektoré z nich obsahujú izolované svetlé články krinoidov, spravidla gradačne vytriedené. Charakteristická je prítomnosť niekoľkých izolovaných lavíc (do 1 m) sivých organodetritických krinoidových vápencov s ostňami ježoviek. Táto časť súvrstvia je odkrytá v severnom svahu bradla Brodnianka a napr. v sedle z. od Rochovice. Smerom do nadložia pribúdajú lavice sivých a tmavozelených slieňovcov, zväčša škvrnitých, v hrúbke do 70 cm (napr. cca 2 km vjv. od Radole). Táto vyššia časť je dobre odkrytá vo Vadičovskom potoku nad Radoľou.

Hrúbka posidóniových vrstiev je asi 500 m (v masíve Malého Vretena), inde je tektonicky redukovaná.

Napospol menšiu hrúbku uvádzajú napr. Andrusov (1959), a to 50 – 60 m, a Haško a Polák (1979) do 150 m.

V rokline na severnom úpätí Stien okrem lastúrok *Bositra buchi* (RÖMER) sme našli aj zopár exemplárov amonitov, ktoré M. Rakús (in Potfaj a Šlepecký et al., 1996) určil ako *Oecotraustes (Oecotraustes)* sp. cf. *O. genicularis* (WAAG.).

Tento druh sa vyskytoval v rozpätí stredného mladšieho bajoku až batu po stredný kelovej. Scheibner (1961) uvádza faunu *Oppelia* sp., *Inoceramus* sp., *Belemnopsis sublanvillei* DESH., *Reineckia* sp. a Haško (1973) našiel *Inoceramus roehli* (BRANCO) (zóna s *L. murchinsonae* = mladší álen) a *Cadomites* sp. (= str. bajok). Datovanie súvrstvia podľa amonitov by bolo v rozpätí od mladšieho álenu cez stredný bajok až bat po stredný kelovej. Vzhľadom na vek rádiolaritov (oxford) a nadposidóniových vrstiev (mladší bajok – bat) obmedzujeme vek posidóniových vrstiev na rozsah álen – stredný bajok.

Nadposidóniové vrstvy (38)

V pokračovaní vrstvového sledu nad posidóniovými vrstvami sú tmavosivé a zelenkavé lavicovité slieňovce až vápence s preplástkami tmavých bridličnatých slieňov až piesčitých ílovcov. Lavicovité slieňovce prevládajú a vo vrchnej časti súvrstvia sú takmer masívne, miestami silicifikované. Charakteristické sú pre ne tmavosivé bioturbačné škvrny.

Súvrstvie lemuje nadložie posidóniových vrstiev pozdĺž celého bradla a je dobre odkryté v zárezoch zvážnic v severnom svahu bradla Steny a na J od Lopušných Pažití.

Lavice tmavých slieňovcov vo vyššej časti súvrstvia obsahujú aj lupou viditeľné prierezy rádiolárií. Haško (1973, tiež Haško a Polák, 1979) vyčlenil vo vápencoch dve mikrofácie: spongiovú a spongiovo-rádiolariovú. Z fosílií sú známe amonity *Stephanoceras* sp. (det. RAKÚS in Haško, l. c.) s výskytom stredný bajok – bat. Scheibner (1961) uvádza *Cadomites* sp. a *Harpoceras* sp.

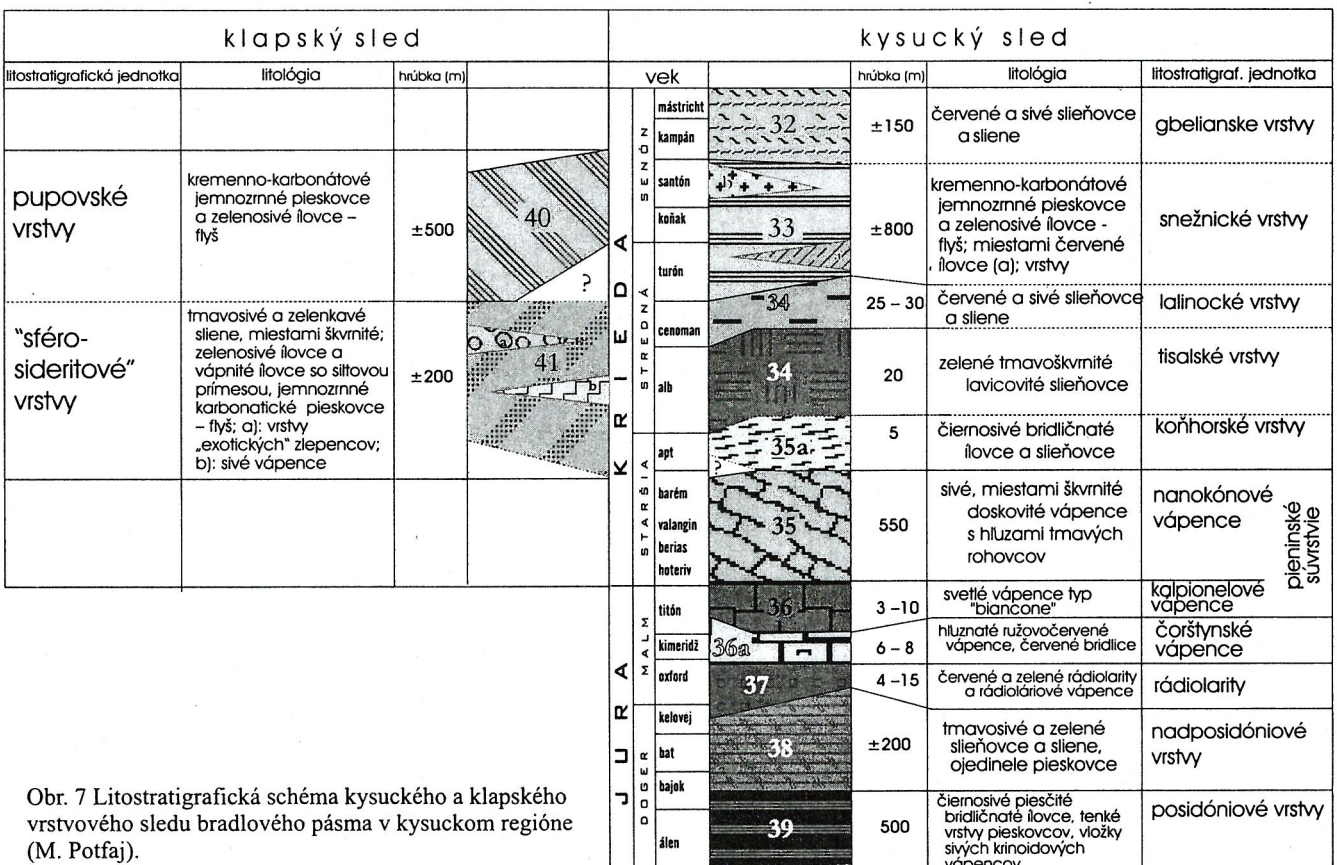
Vek súvrstvia na základe súboru citovaných skamenelín možno definovať v rozpätí mladší bajok – bat (tiež Andrusov a Samuel, 1973). Nedá sa však vylúčiť ani zasahovanie do keloveju. Hrúbka nadposidóniových vrstiev v mapovanom území dosahuje 200 m; nižšie hodnoty (až po 70 m) sú v dôsledku tektonickej redukcie.

Rádiolarity, rádiolariové vápence (37)

Sú to doskovité, prevažne zelené (vyššie aj červenofialové) rádiolarity a rádiolariové prekremenené vápence (tab. VIII, foto 2 a 3). Rádiolárie v týchto horninách sú väčšinou dobre viditeľné za pomoci lupy. Medzi jednotlivými vrstvami rádiolaritov sú tenšie zbridličnatené ílovce zelenej alebo červenej farby.

Zaujímavý je výskyt lavice (50 cm) béžového organodetritického vápenca na rozhraní nadposidónových vrstiev a rádiolaritov v profile na západnom konci hrebeňa Steny.

Haško a Polák (1979) udávali vek súvrstvia ako mladší kelovej – oxford. Ožvoldová (1989) na základe rádiolárií spresnila vekové rozpätie rádiolaritov na



Obr. 7 Litostratigrafická schéma kysuckého a klapského vrstvového sledu bradlového pásma v kysuckom regióne (M. Potfaj).

lokalite Brodno na vyššiu časť staršieho oxfordu až nižšiu časť mladšieho oxfordu; Gašpariková (in Samuel et al., 1988) potvrdila oxford na základe nanoplanktónu z červených ílovcov. Z významnejších druhov určila: *Biscutum dubium* (NOEL), *Ellipsagelosphaera* cf. *gresslyi* GRUN et ZWEILI, *E. ovata* (BUKRY), *Cyclagelosphaera margarelli* NOEL, *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE), *Vekshinella dibrachiata* GARTNER a *Zeugrhabdotus erectus* (DEFLANDRE).

Súvrstvie je pomerne tenké – od 4 do 15 m, no napriek tomu je sledovateľné pozdĺž celého „kysuckého bradla", hoci miestami je tektonicky redukované alebo detailnejšie prevrásnené. Vďaka odolnosti silicitov a ich výraznej farbe sú vrstvy identifikovateľné aj v rozsypoch.

Čorštynské vápence (36)

Prechod z rádiolaritov do nadložia je indikovaný niekoľkými doskami fialovočervených vápencov v úhrnnej hrúbke do 2 m. Tie sú vyššie prekryté hľuznatými ružovými vápencami v tmavočervenofialovom zbridličnatenom ílovitom zapuzdrení (tab. VIII, foto 4). Na povrchu hľúz a v bridličnatej hmote sa nachádzajú lastúrky aptychov. Vápencové hľuzy majú na lome prierezy sakokóm, aptychov a ojedinele aj drobných amonitov, ktoré majú viac-menej výrazné tmavočervené oxidačné lemy. Vašíček et al. (1992) uvádzajú z profilu Rochovice aj epigenetický pyrit.

Táto časť vrstvového sledu je dobre odkrytá v zárezе cesty v Lopušných Pažitiach. Stadiaľ pochádzajú aptychy *Punctaptychus punctatus* (VOLZ), *Laevaptychus obliqua* (QUENST.) a *Pygope triangulus* LAM., charakteristická je prítomnosť krinoidov *Saccocoma* (Haško a Polák, 1979). Z lokality v Brodne pochádzajú z týchto vápencov aptychy s vekovým rozpätím kimeridž – titón (Andrusov, 1938). Borza (1969) tu určil *Globochaete alpina* LOMBARD, *Colomisphaera minutissima* (COLOM) a *Cadosina parvula* NAGY.

Na južnom svahu Ľadonhory v morfologickej bráne tvorenej rádiolaritmi a hľuznatými vápencami sú nad červenými rádiolaritmi doskovité hľuznaté vápence v hrúbke asi 4 m, pričom vrstva uprostred sekvencie obsahuje vápenec s útržkami červených rádiolaritov s priemerom do 10 cm.

Andrusov (1959) pri hľuznatých vápencoch spomína aj ružové a zelenkasté, „niekde hľuznaté" vápence a miestami aj s rohovcami. Na základe fauny lamellaptychov, belemnitov, rádiolárií a *Calpionella alpina* ich kladie do titónu. Birkenmajer (1977) v rámci súvrstvia čorštynských vápencov časť s nevýraznými hľuzami a s rohovcami označuje ako člen Páleníce. Pre celé súvrstvie potom udáva vekové rozpätie kelovej – kimeridž.

Haško (1973) zaradil hľuznaté vápence kysuckej oblasti na základe faunistického obsahu do kimeridžu. Hrúbka súvrstvia v mapovanom území je okolo 6 – 8 m, inde nepresahuje 15 m.

Pieninské súvrstvie (35 – 36)

Je to vápencové súvrstvie, ktoré v spodnej časti obsahuje svetlé kalpionelové vápence, vyššie sú doskovité sivé vápence s rohovcovými hľuzami (napr. Birkenmajer, 1977). Vzhľadom na ich litofaciálnu odlišnosť sme biele „kalpionelové vápence" na našej mape znázornili samostatne.

Kalpionelové vápence „biancone" (36)

Sú to lavicovité, prevažne svetlosivé kalové (mikritické) vápence so stylolitmi. Miestami sme nachádzali aj vápence s náznakom sivých chodbičiek – bioturbácií. Lokálne vyskytujúce sa svetlosivé brekciovité vápence pripomínajú jeden z litotypov rogožnických vápencov.

Na viacerých miestach v bielych hrubolavicovitých vápencoch sme zistili tmavosivé až čierne rohovcové hľuzy (Steny, sz. od Veľkého Ostrého).

Na južnom svahu Ľadonhory v nadloží hľuznatých vápencov je vrstva svetlosivého kalového vápenca s tmavým rohovcom hrubá 20 cm. Smerom do nadložia prechádza do červenofialového laminovaného vápenca. Po 2 m vápencov s rohovcami nasleduje typický kalpionelový vápenec typu „biancone" v hrúbke minimálne 2 m.

V sedle pod hrebeňom Steny na severnej strane je v súvrství vrstva bielosivého oolitického vápenca.

Prechod do nadložného súvrstvia je miestami tektonicky porušený a nie všade dosť dobre odkrytý.

Z lomu v Brodne pochádza titónska fauna s hojnosťou tintinidných infuzórií (Borza, 1969). Z Lopušných Pažití uvádza Haško (1973) *Pygope diphya* (COL.), *Lamellaptychus beyrichi* (OPP.) a *Perisphinctes* sp.

Andrusov (1959) z celistvých vápencov typu „biancone" s rohovcami udáva nálezy *Globochaete alpina*, *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Lamellaptychus beyrichi*, *L. seranonsis* a zaraďuje ich do titónu. Podľa podrobného magnetostratigrafického profilovania však hranica J/K prebieha vnútri súvrstvia (Houša et al., 1996, 1999), a tak treba pokladať jeho vek za zasahujúci až do beriasu.

Na mapovanom území je hrúbka titónskych vápencov 3 – 10 m, Haško (1973) udáva 25 m a Scheibner (1967) až 30 m.

Nanokónové vápence s rohovcami (35)

Je to komplex doskovitých sivých vápencov s tmavšími škvrnami po bioturbáciách. Vo viacerých horizontoch sa vo vápencoch vyskytujú nepravidelné hľuzy alebo šošovky čiernosivých rohovcov. Vrstvy sú hrubé 8 – 20 cm (tab. VIII, foto 1 a 6). Niekde sú medzi nimi tenké vrstvičky zbridličnatených tmavých ílovcov. Mikrofaciálne rozdelil Haško (1973) súvrstvie na spodnú časť (biomikrity s neokóm-

skymi infuzóriami, ihlicami húb, ostrakódami...) a na vrchnú časť (rádiolóriovo-nanokónová mikrofácia). Vašíček et al. (1992) člení súvrstvie podrobnejšie na: a) „beriaskú" časť, b) na rytmicky zvrstvenú časť, c) na fosiliferné „slienité" vápence, d) hrubo vrstvené rohovcové vápence, e) tenko vrstvené škvrnité vápence. Na účely našej mapy sme však súvrstvie podrobnejšie nečlenili.

V súvrství sa vyskytujú amonity (*Olcostephanus* sp. = valangin, *Crioceratites* ex gr. *sornay* SARKAR = hoteriv, *Neocomites* sp. = neokóm; det. Rakús in Haško 1973), brachiopódy a belemnity. Súpis a distribúciu foraminiferových a nanokónových spoločenstiev, ako aj amonitovej fauny z profilu Rochovice podávajú Vašíček et al. (1992). Podľa toho je vekové rozpätie súvrstvia od beriasu po starší barém.

Súvrstvie dosahuje zdanlivú hrúbku 550 m (Veľké Vreteno), pravda, vzhľadom na plastickú deformáciu a prevrásnenie súvrstvia môžeme rátať s polovičným redukčným koeficientom.

Koňhorské vrstvy (35a)

Sú to tmavé čiernosivé bridličnaté ílovce s vrstvičkami zelenosivých vápencov – slieňovcov. Tak typová lokalita, ako aj korelačný profil v masíve Rochovice sú už mimo mapovaného územia, v tesnom susedstve. Na ploche mapovaného územia sa vyskytujú v zárezе lesnej cesty na z. zakončení hrebeňa Steny (pri k. 668,3 m), prípadne v zárezе cesty z. od k. Veľké Ostré (653,5 m) v mierne tektonizovanom profile. Celková hrúbka nepresahuje 5 m. V lokalite Steny tvoria koňhorské vrstvy asi 80-centimetrový horizont v tektonickom uzle v nadloží neokómskych vápencov s rohovcami.

Koňhorské vrstvy možno paralelizovať so spodnou časťou rudinských vrstiev v zmysle Scheibnera a Scheibnerovej (1958), resp. brodnianskych vrstiev v zmysle Andrusova a Samuela (1973). Vašíček et al. (1992) zahŕňajú koňhorské vrstvy do „rudinského súvrstvia". Vek na základe mikrofauny bol stanovený na apt (Samuel in Haško, 1973). Samuel et al. (1988) spresnili vekové rozpätie na mladší apt až starší alb (lokalita Brodno).

Na mape sme koňhorské vrstvy na väčšine územia zvlášť nevyznačili pre ich nepatrné plošné vystupovanie a preto, lebo sú zväčša prekryté sutinami z pieninských vápencov – sú pričlenené k podložnému pieninskému súvrstviu. Samostatne sú vykreslené iba v sedle medzi Požehou (799 m) a Kráľovcom (626 m) a v brehu Vadičovského potoka nad Horným Vadičovom.

Tisalské vrstvy (34)

Vyskytujú sa v nadloží pieninských vápencov prakticky pozdĺž celého bradla Ľadonhora. Vzhľadom na prekrytie sutinami sú však identifikované len lokálne.

Sú to zelenosivé lavicovité slieňovce s charakteristickými tmavšími škvrnami bioturbácií. Haško (1973) opisuje aj vložky hnedočervených vápencov, tie sa nachádzajú v profile j. od Rochovice.

Fauna opísaná z tisalských vrstiev (l. c.) je *Aucellina gryphaeoides* (SOWERBY), foraminifery *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *H. infracretacea* (Glaess.), *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Rotalipora appenninica* (RENZ) a *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI). Na základe týchto určení Haško a Polák (1979) definovali vek tisalských vrstiev ako alb – starší cenoman. Samuel et al. (1988) udávajú iba albský vek (*Cretarhabdus*, *Prediscosphaera*, *Eifellithus*, *Lithastrinus*). Hrúbka tisalských vrstiev v kysuckej oblasti je do 20 m.

Scheibner a Scheibnerová (1958) zaradili tisalské vrstvy k vyššej časti rudinských vrstiev, Andrusov a Samuel (1973) ich považovali za časť brodnianskych vrstiev. Vašíček et al. (1992) ich ponímajú ako vyššiu kategóriu – súvrstvie obsahujúce rudinské a brodnianske vrstvy.

Lalinocké vrstvy (34)

Je to súvrstvie zelenosivých, tmavosivých a fialovočervených doskovitých slieňov a slieňovcov. Na viacerých miestach sú sliene fľakato-škvrnité, bežné je bioturbačné porušenie (chodbičky vyplnené tmavším materiálom). Zelené variety slieňovcov v oblasti typovej lokality (Lalinok – mimo územia regiónu) sú do značnej miery podobné na tie z tisalských vrstiev.

Okrem toho sa v súvrství medzi slieňmi vyskytujú ojedinelé laminy a vrstvičky jemnozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov v hrúbke 1 – 4 – 9 cm.

Súvrstvie sme vyznačili pozdĺž celého kysuckého bradla. Identifikácia mimo zárezov ciest a potokov sa robila na základe výskytu úlomkov červených slieňov. Medzi lokalizovanými výskytmi je potom priebeh interpolovaný. Napríklad v sedielku pri z. zakončení hrebeňa bradla Steny sú červenofialové a zelené sliene až zelenosivé slieňovce sprevádzané úlomkami pieskovcov snežnických vrstiev a tisalských slieňovcov.

Hrúbka lalinockých vrstiev je okolo 30 m, aj keď na viacerých miestach je pôvodná hrúbka výrazne redukovaná.

Vek bol pôvodne stanovený na mladší cenoman (Scheibner a Scheibnerová, 1958; Haško, 1973). Vo vzorke z typovej lokality (mimo územia regiónu) sme vo výbrusovom materiáli identifikovali (det. D. Boorová) foraminifery *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Dicarinella imbricata* (MORNOD), *D. hagni* (SCHEIBNEROVÁ), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Schackoina* sp. a *Whiteinella* sp. Indikuje to vekové zasahovanie až do spodného, resp. stredného turónu (napr. Robaszynski a Caron, 1995).

Táto situácia do značnej miery spochybňuje vyčlenenie tzv. kysuckých vrstiev (Scheibner a Scheibnerová, 1958). Tie ako súvrstvie červených slieňov a jemnozrnných pieskovcov definovali v nadloží lalinockých slieňov. Na mape ich neskôr vyznačil Haško (Haško a Polák, 1979). Pieskovce s hrúbkou 5 – 15 cm „smerom do nadložia pribúdajú a prechádzajú do snežnických vrstiev". Podľa mikrofauny s *Praeglobotruncana (=Dicarinella) oraviensis* (SCHEIBN.), *Praeglobotruncana imbricata* (MORNOD) a *Rugoglobigerina praehelvetica* TRUJILO je vek takto vyčlenenej, 15 – 20 m hrubej sekvencie spodnoturónsky. Za charakteristickú lokalitu sa pokladá odkryv v prítoku Vadičovského potoka s. od Prostredného Vadičova (Haško a Polák, 1979). Je znázornený na mapovom liste Horný Vadičov (26-314). Podľa nášho mapovania sa však na uvedenom profile, ale ani inde v mapovanom území, kysucké vrstvy v zmysle pôvodnej definície nedajú vyčleniť. Flyšová pasáž so sivozelenými ílovcami a jemnozrnnými pieskovcami tu obsahuje aj červené ílovce a sliene, ktoré možno pokladať za ekvivalent červených ílovcov v okolí Snežnice. Spoločenstvo nanoplanktónu s *Micula decussata* VEKSHINA a *Eifelithus eximius* (det. M. Potfaj) posúva túto časť súvrstvia minimálne do mladšieho turónu, resp. až do koňaku! Aj interval ílovcov, slieňov a jemnozrnných pieskovcov a siltovcov položený o 70 m nižšie obsahuje druh *E. eximius* (STOVER), vyskytujúci sa od mladšieho turónu. Červené sliene a slieňovce v podloží potom už patria k lalinockým vrstvám.

V staršom ponímaní lalinocké vrstvy reprezentujú tzv. pestré globotrunkánové sliene (Andrusov a Samuel, 1973) a tzv. spodné globotrunkánové sliene (Andrusov, 1959).

Snežnické vrstvy (33)

Je to tenko vrstvené flyšové súvrstvie, v ktorom prevládajú jemnozrnné pieskovce nad siltovitými ílovcami (tab. IX, foto 2). Pieskovce sú vo vrstvách hrubých 1 – 20 cm, sú modrosivé, so zmiešaným kremenno-karbonátovým zložením, s rozptýlenými šupinkami muskovitu a so zuhoľnatenou rastlinnou sečkou. Sú dobre triedené, typy zvrstvení sú Tac a T(b)c. Smerom do nadložia pomerne strmo prechádzajú do zelenosivých siltovitých ílovcov (0,5 – 12 cm). Na spodných plochách pieskovcových lavíc sú bioglyfy (napr. *Paleodictyon minutissimus* KSIĄZKIEWICZ, *Subphyllochorda granulata* KSIĄZKIEWICZ a drobné nezreteľné prúdové stopy).

V súvrství ako celku je mierna prevaha pieskovcov (P = 1 – 2, extrémy 0,8 až 6). Index zvrstvenia je pomerne vysoký (I = 6 – 17). Na úrovni asi 200 m nad bázou súvrstvia v intervale cca 50 m je pomer P menší ako 0,3 a index zvrstvenia sa zvyšuje na I = 10 – 30. Táto pasáž vytvára pozdĺžnu morfologickú depresiu na bočných rebrách južného úbočia Ľadonhory.

V okolí Snežnice sú v súvrství aj vložky červených ílovcov a slieňov, ktoré Haško označil za kysucké vrstvy (1975, aj Haško a Polák, 1979). Tie sa však nachádzajú uprostred súvrstvia, a tak nezodpovedajú pôvodnej definícii kysuckých vrstiev.

Z južného úbočia Ľadonhory pochádza vzorka s nevýrazným nanoplanktónovým spoločenstvom: *Eifellithus eximius* (STOVER), *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Stradneria*

crenulata (BRAMLETTE et MARTINI), *Chiastozyghus litterarius* (GORKA), *Tranolithus gabalus* STOVER a *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN et BRAARUD). Prvý druh sa objavuje od mladšieho turónu.

Z iných vzoriek (K 3a) pochádzajú aj *Glaukolithus diplogrammus* (DEFL.), *Braarudosphaera batiliformis* TROELSEN et QUADROS, *Micula* cf. *decussata* VEKSHINA, *Prediscosphaera cretacea* s. l. a *Eifelithus turriseiffelii* (DEFL.).

Vek snežnických vrstiev bol pôvodne stanovený na starší turón (Scheibner a Scheibnerová, 1958; Salaj a Samuel, 1977; Haško, 1973), neskôr s rozšírením až do santónu (Began, 1968).

Okrem toho sú v snežnických vrstvách aj zlepencové polohy datované ako koňak (Haško a Samuel, 1977; Marschalko et al., 1980). Zasahujú na mapované územie od Kotrčinej Lúčky na JZ od Prostredného Vadičova. Zloženie zlepencov je pestré a tradované ako „exotické": kremeň, kremence, porfýry, svetlé vápence a dolomitizované vápence... Ich pôvod sa odvodzuje z exotickej kordiliery, najnovšie interpretovanej ako migrujúcej v priestore a čase (Potfaj, 1997, 1998).

Celkovú hrúbku snežnických vrstiev odhadujeme na 700 – 900 m.

Gbelianske vrstvy (32)

Na území kysuckého regiónu sú gbelianske sliene iba v dvoch izolovaných a redukovaných výskytoch. Jeden je na západnom okraji pod vrcholom Závršia (609 m) a druhý na južnom okraji v sedle nad Lutišami pod úpätím Mravečníka (992 m). Je to súbor červeno sfarbených slienitých hornín, len sporadicky sú aj zelenosivé variety. Na obidvoch lokalitách sú slieňovce/sliene výrazne zbridličnatené. Podľa výskytov v širšom okolí vieme tieto vrstvy charakterizovať ako striedanie slieňov a slieňovcov zelenkavosivých a červených odtieňov. Na juhovýchod od mapovaného územia sú v slieňoch aj tenké pieskovcové vrstvičky. Pri podrobnejšom skúmaní v slieňovcoch sa dajú vidieť lupou schránky planktonických foraminifer. Z nich boli určené napr. *Globotruncana tricarinata* (QUEREAU), *Gtr. coronata* BOLLI, *Gtr. elevata* BROTZEN, *Gtr. arca* (CUSHMAN), *Gtr. fornicata* (PLUMMER). Z nanoplanktónových druhov sú tu *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKII), *Micula staurophora* (GARDET), *Markalius inversus* (DEFLANDRE) (in Haško a Polák, 1976).

Vek súvrstvia je kampán – mástricht a dosahuje maximálnu hrúbku asi 150 m.

Klapská jednotka

Sférosideritové vrstvy (41)

Je to súvrstvie so širším spektrom flyšových fácií. Je tu fácia s prevahou stredno- až hrubozrnných pieskovcov len s piesčito-ílovitými preplástkami, v pieskovcoch sú hrubšie zrnité až drobnozlepencové pasáže s pestrým materiálom.

Na viacerých miestach sú v súvrství zlepencové polohy, ktoré môžu dosahovať až niekoľkometrovú hrúbku. Ide o polymiktné zlepence s „exotickým" materiálom. Obsahujú najmä kremeň, kremence, porfýry, vápence a dolomity. Materiálovým zložením sú podobné na mladšie zlepence v kysuckom slede vo vyššej časti snežnických vrstiev.

Na hrebienku pri k. Jalovec (738 m) je bradlo sivých, jemne kryštalických vápencov, ktoré Haško prirovnáva k albským vápencom s faunou *Douvilleiceras* sp., *Phylloceras* ex gr. *velledae* (MICHELIN) a *Puzosia mayeriana* (D'ORB.) (Haško a Polák, 1979). Na tejto lokalite sme podobnú faunu zatiaľ nenašli. Vápence tvoria samostatnú fáciu sférosideritových vrstiev s hrúbkou cca 15 m (l. c.).

V tmavých slieňoch až slieňovcoch sú pelosideritové konkrécie s hrdzavým zvetrávacím lemom. Majú diskovitý tvar a priemer 5 – 20 cm (tab. X, foto 2).

Fáciu s menším podielom pieskovcov a so sivými ílovcami, resp. až tmavosivé piesčité sliene sme v mapovanom území identifikovali v priestore Lutiše.

Podľa určení nanoplanktónových spoločenstiev pozdĺž seizmického profilu 559 (nepublikované vyhodnotenie L. Švábenickej, 1993) vek súvrstvia je alb až cenoman. Stanoviť hrúbku súvrstvia je obťažné pre nedostatok vhodných odkryvov. Odhadujeme, že môže byť prinajmenšom 200 m.

Haško (Haško a Polák, 1979) toto súvrstvie označoval aj ako sférosideritové vrstvy manínskej série s vekom mladší apt(?) – starší alb.

Pupovské vrstvy (40)

Je to flyšové súvrstvie s pomerne vysokým indexom zvrstvenia (I = 5 – 11) a s premenlivým podielom pieskovcov (P = 0,8 – 3). Sivé pieskovce sú jemnozrnné a kremenno-karbonátové, oligomiktné, s muskovitom a sečkou. Makroskopicky do značnej miery pripomínajú pieskovce snežnických vrstiev, ale aj pieskovce sromowieckych vrstiev. Charakteristickou črtou je veľké množstvo odtlačkov organických stôp na spodnej ploche vrstvy. Pieskovce sú vo vrstvách hrubých 2 – 20 cm, v nadloží sú prekryté siltovými ílovcami a zelenosivými ílovcami, mnohé s bioturbačnými chodbičkami.

Súvrstvie vystupuje v bradlovom pásme jv. od bradla Ľadonhora na hrebeni Veľhora – Mravečník (992 m). Jeho susedstvo so snežnickými vrstvami, ako aj veková príbuznosť zvádzajú na prepojenie oboch celkov do jedného, no zdá sa, že ide o „náhodnú podobnosť".

Podľa určení globotrunkán [*Praeglobotruncana (=Dicarinella) oraviensis* (SCHEIBNEROVÁ), *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Praegl. imbricata* (MORNOD) a *Praegl. biconvexa* SAMUEL et SALAJ] z okolia Terchovej a od Zázrivej [*Globotruncana linneiana linneiana* (D'ORB.), *Gtr. renzi* GANDOLFI, *Gtr. elevata* BROTZEN, *Gtr. tricarinata* (QUEREAU), *Dendrophrya robusta*, *Dorothia pupa* (MARS.) a *Textularia agglutinata* D'ORB. – det. Samuel, l. c.] vek súvrstvia

je turón až santón (Haško a Potfaj, 1976; Haško a Polák, 1978). Z celkovej pozície a úložných pomerov hrúbku tektonicky izolovaného súvrstvia pri styku s magurskou jednotkou odhadujeme na 500 m.

Na mape Haška a Poláka (1978) je súvrstvie zaradené do komplexu pieskovcov a slieňov so zlepencami s vekom alb(?) – santón. Na našej mape sme časť okolo Dlhého potoka pričlenili k sférosideritovým vrstvám vzhľadom na ich litofaciálnu príbuznosť.

KVARTÉRNY POKRYV

V porovnaní s inými regiónmi Slovenska kvartérne sedimenty na väčšine územia povodia Kysuce sú geneticky a typologicky len málo pestré. Hlavná príčina je to, že celé územie je výrazne poznačené účinkami planačnej, neskôr prevažne hĺbkovej fluviálnej erózie a denudácie. Tá sa na horninách tvorených pieskovcami, siltovcami a ílovcami v rytmicky zvrstvenom flyšovom vývoji vyznačovala vysokou intenzitou odnosu uvoľnených hmôt (Mazúr, Činčura a Kvitkovič in Mazúr a Jakál, 1980). Erózny efekt v morfologicky exponovanom fluviálno-denudačnom rázsochovitom reliéfe vyznačujúcom sa sklonitosťou svahov v priemere 14 – 24° zapríčinil, že na genéze kvartérnych sedimentov sa popri fluviálnych procesoch vo veľkej miere uplatňovali aj gravitačné procesy spojené s mrazovým, selektívne eolickým a čiastočne chemickým zvetrávaním v kvartérnych klimatických podmienkach.

Z celkovej škály zachovaných genetických typov majú čo do objemu hmoty, plôch výskytu a početnosti najväčšie rozšírenie rozličné druhy eluviálnych a deluviálnych sedimentov, teda sutín, svahovín a ich kombinácií. V podstate bez deluviálneho pokryvu sú len holocénne nivy dolín, väčšina vrchno- a strednopleistocénnych riečnych terás a miesta s priamym výstupom skalného podložia. Na mape je zohľadnená hrúbka delúvií odhadom prevyšujúca 2 m a delúviá v recentnom pohybe. Väčšiu hrúbku zaznamenávame pevažne na úpätiach svahov, v záveroch dolín a v sedlách. Význam delúvií z hľadiska objasnenia geologickej stavby a vývoja študovaného územia v kvartéri je len okrajový.

Z hľadiska genézy, datovania, rozsahu a foriem výskytu dominantné postavenie majú pleistocénne fluviálne a proluviálne akumulácie vodných tokov. Špecifická cyklickosť kvartérnej klímy spojená s rôzne intenzívnou, ale celkove pozitívnou neotektonickou dynamikou územia zapríčinila striedanie hĺbkovej a laterálnej erózie, teda akumuláciu fluviálnych i proluviálnych sedimentov v etapách. Tým predurčila vznik systému riečnych terás a kužeľov. Komplexy riečnych terás a kužeľov sú zachované najmä na priľahlých svahoch dolín Kysuce a Bystrice a v dolinách ich väčších prítokov, ako sú Olešnianka, Predmieranka, Raková, Rieka, Čierňanka, Milošovský potok, Trstená, Ochodničanka,

Oščadnica, Vadičovský potok, Vychylovka, Radôstka, Rudinský potok, Neslušanka a i. V ostatných dolinách horských tokov sú sporadicky zachované prevažne holocénne a čiastočne vrchnopleistocénne kužele a torzá mladopleistocénnych terás. Na základe mapovacích prác a údajov z plytkých vrtov, rýh a šachtíc bolo v povodí Kysuce v korelácii s Halouzkom (1986) a Halouzkom in Gross et al. (1993) postupne vyčlenených 9 terasových úrovní pleistocénu (obr. 8).

Pleistocén

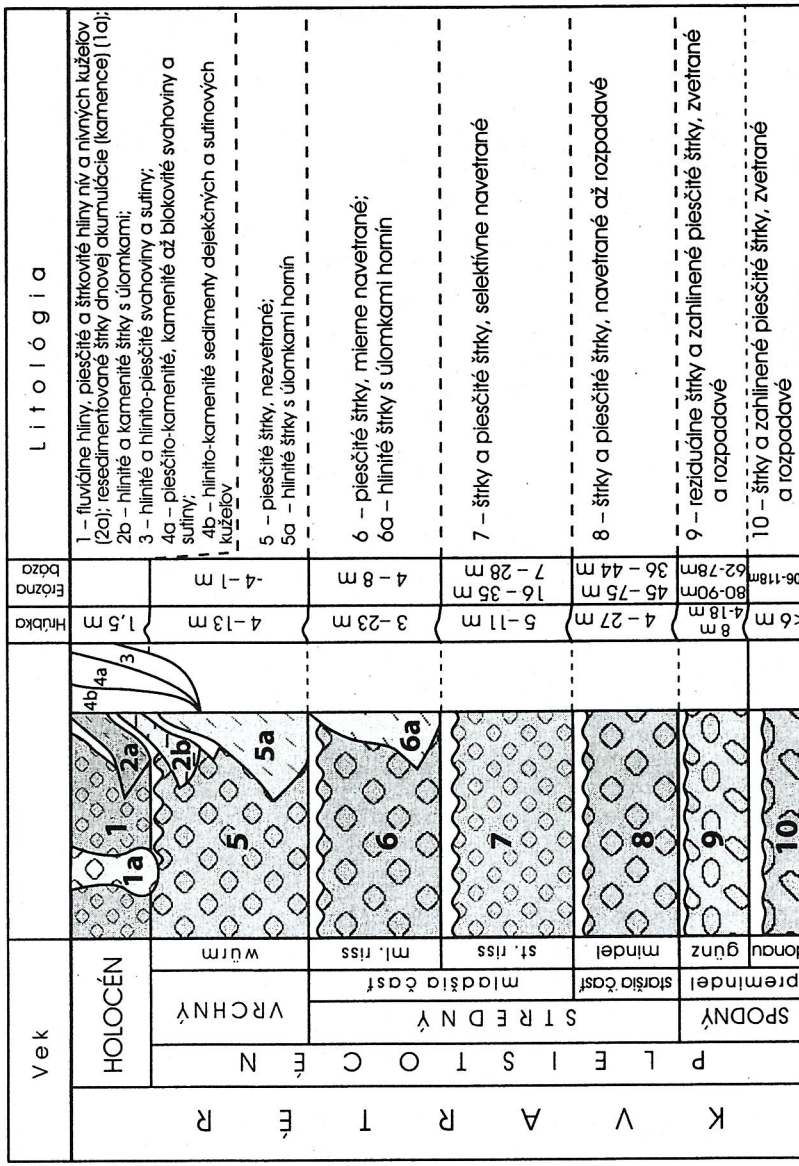
Starší pleistocén

Spodnopleistocénna (premindelská) akumulácia sa v povodí Kysuce zachovala len ojedinele v podobe reliktov troch vysokých terás, často pokrytých iba reziduálnymi až roztrúsenými a so svahovinami premiešanými fluviálnymi štrkmi. Príčinou tohto stavu je slabá morfologická odolnosť hornín podložia proti intenzívnej erózii a denudácii, náchylnosť štrkov na zvetrávanie a ich časté zliezanie až zosúvanie do nižších polôh. Pozostatky najstaršieho pliocénno-pleistocénneho zarovnávania (biber) vo forme plochých chrbtov niekdajšej plošinovej terasy vo výške cca 175 m nad tokom Kysuce v okolí Čadce a ďalej na juh po Krásno nad Kysucou sú síce známe, ale výskyt štrkov fluviálneho pôvodu sa na týchto miestach nepotvrdil.

Donau

Fluviálne sedimenty: reziduálne štrky a piesčité štrky 1. vysokej terasy (10)

Tieto sedimenty tvoria najstaršiu dochovanú kvartérnu terasovú akumuláciu na území povodia Kysuce. Jej výskyt sa potvrdil len na dvoch lokalitách. Prvá z nich sa nachádza na pravobreží Kysuce j. od Rakovej a cca 250 m zsz. od kóty Črchľa (564 m), kde je báza štrkov terasy vo výške 110 – 118 m nad tokom Kysuce. Prítomnosť fluviálnych sedimentov je tu overená vrtom I_4 (Grenčíková, 1994). Na základe neho sa zistila až 6-metrová (?) hrúbka sedimentov štrkovej akumulácie zastúpených ílovitým štrkom z navetraných pieskovcových obliakov s Ø do 10 cm. Ďalšiu súvekú terasu s povrchom vo výške 106 až 112 m nad tokom Čierňanky s. od obce Podzávoz tvorí akumulácia silne zahlinených, na povrchu roztrúsených zvetraných monomiktných štrkov z pieskovcov (Ø do 4 cm). Ich pôvodnú hrúbku možno len odhadnúť na 5 – 6 m.



Obr. 8 Litostratigrafická schéma kvartérnych sedimentov povodia Kysuce (J. Maglay, M. Potfaj a T. Šlepecký).

Fluviálne sedimenty: štrky, piesčité štrky a rezíduá 2. a 3. vysokej terasy (9)

Vystupujú v dvoch, na mape graficky nerozlíšených morfologických stupňoch (úrovniach) vysokých terás. Tvoria pásma prerušované bočnými prítokmi s početnejšími výskytmi najmä v doline Kysuce na jej pravobreží medzi Rakovou a Čadcou, v okolí Kysuckého Nového Mesta a v doline Čierňanky na pravobreží medzi Svrčinovcom a Podzávozom a v spodnej časti Milošovského potoka. Hranice medzi 2. a 3. vysokou terasou sú ťažko odlíšiteľné a len ojedinele (v zárezoch poľných ciest) vystupuje báza štrkov na povrch.

Akumulácie staršej, 2. vysokej terasy sa zachovali v podobe morfologických reliktov a len ojedinele na väčších plochách. Prejavujú sa najmä prítomnosťou zahlinených štrkov pieskovcov, často s rozptýlenými obliakmi v hlinách (ľavobrežie Rudinského potoka sv. od obce Rudina, pravobrežie Ochodničanky pri obci Ochodnica, pravobrežie Kysuce v. od Rakovej, ľavobrežie potoka Suchá jz. od samoty *Tomáškovci* a vo svahu nad Radoľou). Na pravom brehu Rudinského potoka nad samotou *Tarabovci* možno situovať povrch morfologickej terasy do výšky 80 – 95 m nad tokom. Tá sa na povrchu prejavuje rozptýleným výskytom obliakov pieskovcov (∅ 3 – 8 cm), no vzácne aj čerstvých kremencov a granitoidov s afinitou k tatridným. Ich prítomnosť v obliakoch tvorených flyšovými pieskovcami nie je spoľahlivo vyriešená; pravdepodobne ide o antropogénny vplyv.

Najlepšie zachovaná 2. vysoká terasa sa nachádza v niekoľkých výskytoch na pravobreží Čierňanky v oblasti nad osadou *Blažkovci* v relatívnej výške 75 až 80 m nad tokom. Akumulácia terasy sa zachovala len ako monomiktný, silne zahlinený štrk (∅ 1 – 5 cm) pokrytý až 1,5 m hrubou vrstvou svahových hlín. Akumulácia dosahuje celkovú hrúbku odhadom 8 m, pričom jej okraje na mnohých miestach kontinuálne prechádzajú do nižšej, 3. vysokej terasy.

Tretia vysoká terasa má vo výskytoch na pravom brehu rieky Kysuce medzi Rakovou a Čadcou bázu vo výške 62 – 78 m nad tokom. Sedimenty tu dosahujú hrúbku 4 – 15 m a materiál štrkov tvoria obliaky pieskovcov s ∅ do 8 cm a ílovito-piesčitá prímes. Východne od obce Raková je terasa pokrytá 1 – 1,5 m hrubými svahovými hlinami. V doline Čierňanky má terasa úroveň bázy vo výške 67 až 77 m a na ľavom brehu Milošovského potoka vo výške 65 – 67 m nad tokom. Sedimenty terasy tvoria zahlinené štrky s obliakmi pieskovcov v priemere do 15 cm. Terasa dosahuje hrúbku 16 – 18 m a je pokrytá svahovými hlinami v hrúbke do 2,5 m.

V doline Bystrice a Oščadnice a ani v dolinách ich väčších prítokov nie sú akumulácie staršieho pleistocénu spoľahlivo doložené. Na základe analógov z opísaných území je však niekdajšia prítomnosť predmindelských fluviálnych štrkov, najmä na pravobreží Bystrice v Starej a Novej Bystrici, veľmi prav-

depodobná. Zvýšený výskyt rezíduí spodnopleistocénnych fluviálnych štrkov je na pravobreží Bystrice nad jej sútokom s Vychylovským potokom, na malej plošine vo výške 80 – 90 m nad tokom. Rezíduá štrkov vo forme rozsypov premiešaných so svahovinami obsahujú výlučne obliaky rôznych druhov pieskovcov. Tie sú často koncentricky zvetrané a po puklinách rozpadavé. Zvýšený obsah hrubopiesčitej frakcie na úrovni výskytu štrkov pochádza sčasti z ich rozpadu. Niektoré okruhliaky z tejto oblasti nesú znaky eolického opracovania – hrancov (Potfaj et al., 1979).

Stredný pleistocén

Strednopleistocénne akumulácie v povodí Kysuce sú zachované v dolinách hlavných tokov a ich väčších prítokov v podobe dvoch morfologických úrovní vrchných a dvoch, prípadne troch úrovní stredných riečnych terás. Okrem fluviálnych sedimentov v mladšej časti stredného pleistocénu zaznamenávame aj prítomnosť proluviálnych sedimentov náplavových kužeľov bočných prítokov do tokov hlavných dolín.

STREDNÝ PLEISTOCÉN – staršia časť

Mindel

Fluviálne sedimenty: štrky a piesčité zahlinené štrky vrchných terás (8)

Tieto sedimenty sú zachované vo dvoch, na mape graficky nerozlíšených morfologických výškových podstupňoch (úrovniach) vrchných terás. Tvoria pásma prerušované bočnými prítokmi s mnohopočetnými výskytmi najmä v doline Kysuce na jej pravobreží medzi Rakovou a Čadcou, medzi Rudinou a Rudinkou, na ľavobreží v okolí Radole (tab. XI, foto 4), po oboch stranách v doline Čierňanky medzi Čiernym a Čadcou-Podzávozom a v doline Bystrice na jej pravobreží v Starej Bystrici.

K prvej vrchnej terase prináležia štrky a piesčité štrky zachované na pravom brehu Kysuce medzi Staškovom a Čadcou. Ich hrúbka je medzi 7 – 27 m. Obliaky s priemerom 1 – 9 cm tvorí monomiktný materiál (drobové pieskovce s glaukonitom a kremenné pieskovce). Báza dosahuje výšku 45 – 54 m a povrch 55 – 79 m nad tokom Kysuce.

Západne od obce Raková vo vrte V1 sa zistila poloha obliakov s priemerom do 10 cm a v ryhe R1 3,5 m hrubá akumulácia zahlineného štrkopiesku s obliakmi strednozrnných glaukonitických pieskovcov s priemerom 1 – 30 cm (Smiešková et al., 1968). Povrch tvorí miestami až 5 m hrubá vrstva piesčito-ílovitej hliny. V doline Čierňanky je 1. vrchná terasa výrazne morfologicky zachovaná najmä na pravom brehu. Úroveň jej bázy je tam 46 – 67 m

nad hladinou toku, s piesčitými štrkmi hrubými od 11 do 21 m. Pri obci Čadca-Podzávoz na ľavom brehu vrtom J-6 bola overená dokonca 17,5 m hrubá poloha navetraných obliakov kremenného pieskovca veľkosti do 18 cm s prímesou drobnozrnnej piesčitej hmoty (Grenčíková, 1994). Štrky sú pokryté 1,7 m hrubou polohou rozvetraných ílov.

Na dolnom toku Kysuce v obci Rudina je morfologický povrch reliktov 1. vrchnej terasy v úrovni cca 65 m nad hladinou toku. Aj tu na povrchu nachádzame poväčšine monomiktný materiál (obliaky pieskovcov) a výnimočne aj obliaky granitoidov (?). Veľkosť obliakov je priemerne 0,5 – 10 cm. V zodpovedajúcej výške bol zaznamenaný výskyt pieskovcových obliakov s ∅ 15 cm aj na pravom brehu Ochodničanky a na ľavom brehu potoka Suchá. Ojedinelé granitoidné obliačiky s afinitou k tatridným granitoidom majú pravdepodobne antropogénny pôvod.

Druhá vrchná terasa je interpretovaná prevažne na základe morfometrie. Na hornom toku Kysuce po Čadcu a v doline Olešnianky je jej povrch v úrovni 37 až 49 m nad tokom. Akumulácia silne zahlinených štrkov dosahuje hrúbku 6 m. Na povrchu sa prejavuje zvýšeným podielom obliakov strednozrnných kremenných arkózových pieskovcov a drobnozrnných monomiktných zlepencov (∅ do 10 cm). Medzi Staškovom a lazom *U Hluška* (z. od Čadce) je terasa pomerne dobre zachovaná a bola overená viacerými vrtmi (Grenčíková, 1994). Sedimenty terasy tvoria piesčité štrky a zahlinené štrkopiesky až štrky s obliakmi z navetraných pieskovcov s priemerom do 10 cm. Hrúbka štrkov je 5 – 16 m. Sú pokryté svahovými hlinami v hrúbke 2,5 m. Úroveň eróznej bázy sa tu zistila vo výške 36 až 44 m nad hladinou toku.

V doline Čierňanky má 2. vrchná terasa úroveň bázy vo výške 36 – 52 m nad tokom. Je zachovaná na súvislejších plochách pravého a čiastočne aj ľavého brehu. Zahlinené štrky s obliakmi s ∅ do 20 cm majú hrúbku 10 – 21 m. Pokryvné svahové hliny tu dosahujú hrúbku 2 m.

V dolnej časti doliny Kysuce sú terasové piesčité štrky nižšieho podstupňa zachované na pravobreží j. od Rudinky s bázou cca 40 m nad hladinou toku. Štrky pozostávajúce z rozličných druhov paleogénnych pieskovcov sú prevažne stredne až hrubo zrnité (priemer od 2 do 5 cm, menej 5 – 10 cm). Ostatné, najmä veľmi hrubé frakcie s ∅ 10 až 15 cm sú zastúpené len v malej miere. Pri Rudinke sú v štrkoch prítomné karbonatické horniny z bradlového pásma. Obliaky sú zväčša stredne až dobre opracované. Nižší podstupeň má všeobecne bázu štrkov 38 – 42 m nad hladinou toku a hrúbku sedimentu 4 až 8 m.

Báza piesčitých štrkov vyššieho podstupňa je v relatívnej výške 51 – 55 m nad tokom. Ich hrúbka dnes dosahuje len 3 – 5 m. Zloženie štrkov je pomerne monotónne, vyskytujú sa rozličné typy pieskovcov. Vo vyšších polohách sú štrky zachované len reziduálne.

Podstupne vrchných terás v povodí Kysuce bežne vzájomne splývajú. Soliflukčne rozvlečené štrky po svahu zahladzujú pôvodné morfologické terasové formy. V takých prípadoch oddeliť oba podstupne je veľmi obťažné [napr. na ľavobreží Kysuce pri jej sútoku s Oščadnicou v západnom chrbte Kykule (k. 608)].

Obdobná situácia je na ľavobreží dolného toku Kysuce v. od Radole. Len na základe morfometrie tam možno situovať bázu štrkov vyššieho podstupňa do výšky 45 – 75 m

a bázu nižšieho podstupňa do výšky 40 m nad hladinou toku. Sedimenty s pôvodnou odhadovanou hrúbkou 35 – 40 m dnes vystupujú vo forme zvetraných, s hlinami premiešaných štrkových rezíduí s ∅ obliakov 3 – 15 cm. Štrky majú pestré petrografické zloženie. Prevládajú rozličné druhy pieskovcov, nasledujú kalové, krinoidové a rádioláriové vápence a kremence. Menej časté sú fialové zlepence a ojedinelé sú aj tmavosivé granodiority (Potfaj a Vass, 1998).

V doline Bystrice na pravobreží v úseku od Starej Bystrice po Klubinu z pôvodne uceleného terasového pásma nachádzame len ojedinelé obliaky prítomné vo svahovinách. Vplyvom intenzívneho odnosu bola pôvodná hrúbka štrkov výrazne redukovaná. Podľa výškovej pozície výskytu obliakov a morfológie reliéfu ich báza bola vyššieho podstupňa v relatívnej výške 50 – 70 m nad hladinou toku Bystrice. Bázu nižšieho podstupňa na tomto úseku nevieme určiť. Je pravdepodobné, že aj tu oba podstupne vzájomne splynuli. Povrch obliakov je selektívne a koncentricky zvetraný a po puklinách sú často rozpadavé.

Stredný pleistocén – mladšia časť

Mladšiu časť stredného pleistocénu v povodí Kysuce reprezentujú fluviálne sedimenty v morfologicky výrazných a rozsiahlejších terasových formách a proluviálne sedimenty pozostatkov náplavových kužeľov bočných prítokov do hlavných dolín. V porovnaní s mindelskými sedimentmi risské sedimenty v dolinách hlavných tokov povodia Kysuce majú oveľa početnejšie zastúpenie. Vystupujú v dvoch, ojedinele až v troch výškových úrovniach (podstupňoch), pričom prítomnosť najstaršej z nich, označovanej ako 1. stredná terasa (preriss) z obdobia chladného klimatického výkyvu interglaciálu mindel/riss, je diskutabilná. Preto 1. a 2. stredná terasa nie sú na mape rozlíšené. Sú označené spolu ako vyššie (hlavné) stredné terasy. Mladorisská akumulácia je zachovaná v podobe nižších (tzv. „sídelných") stredných terás a kužeľov.

Starší riss

Fluviálne sedimenty: štrky a piesčité, miestami zahlinené piesčité štrky vyšších stredných terás (7)

Sedimenty vyšších stredných terás sa v doline Kysuce zachovali v pomerne ucelenom pásme na jej hornom toku medzi Staškovom a Čadcou-Horelicou, pričom najvyšší výskyt sa zaznamenal v Turzovke a v obci Klokočov pri osade *Riečky*. Terasy boli identifikované podľa morfológie a zatriedené podľa morfometrie a výsledkov vrtov (Grenčíková, 1994). Najvyššia úroveň bázy pre vyšší podstupeň (preriss?) bola identifikovaná v priestore obce Podvysoká (22 – 31 m nad tokom) a smerom k Čadci spadá na úroveň 16 – 28 m nad tokom. Nižší podstupeň vykazuje hodnoty 7 – 19 m nad tokom. Sedimenty vyššej strednej terasy tu dosahujú hrúbku 6 – 16 m. Tvoria ich piesčité, miestami silne zahlinené štrky

s obliakmi pieskovcov s priemerom prevažne do 15 cm. Terasové sedimenty pri Turzovke dosahujú hrúbku 6 – 16 m s bázou vo výške len 9 – 16 m nad hladinou toku.

Dolu Kysucou sú sedimenty vyšších stredných terás v prerušovanom pásme maloplošných výskytov pri sútoku s Oščadnicou, nad Krásnom nad Kysucou a v spodnom úseku Oščadnickej doliny ako morfologicky výrazný terasový stupeň s bázou štrkov 16 – 20 m nad hladinou toku a s hrúbkou akumulácie 5 až 8 (10) m. Sedimenty terás sú najmä v tylovej časti prekryté alebo premiešané s deluviálnymi hlinito-kamenitými až hlinitými sutinami. V hlavnej mase ich tvoria hrubopiesčité štrky s obliakmi. Ich priemerná zrnitosť sa laterálne mení od prevažne hrubo- až veľmi hrubozrnných (∅ 5 – 10 – 15 cm) s ojedinelými balvanmi až blokmi (∅ 25 až 30 cm) po zóny s nárastom podielu strednozrnnej štrkovej frakcie (∅ 2 – 5 cm) na úkor balvanov a blokov (Oščadnica). Nad sútokom Kysuce s Oščadnicou sedimenty tvoria prevažne stredné a hrubé (∅ 2 – 5 – 10 cm) piesčité štrky s nepatrným podielom veľmi hrubých až balvanovitých obliakov (∅ 10 – 15 – 25 cm), ako aj drobných štrkov ∅1 – 2 cm) s vysokým podielom piesku a s vysokým stupňom opracovania a vytriedenia materiálu. Petrografické zloženie štrkov je monotónne a pozostáva z rôznych druhov pieskovcov, ojedinelé sú drobnozrnné kremenné obliaky pochádzajúce zo zlepencov. V okolí Kysuckého Nového Mesta sa opisované akumulácie zachovali pri Kysuckom Lieskovci, Budatínskej Lehote a pri Radoli.

V doline Bystrice sa vyššie stredné terasy zachovali len v malej miere na jej pravobreží, v pásme medzi Novou Bystricou a Klubinou. Z dolín väčších prítokov sú fluviálne sedimenty staršieho rissu doložené len v doline Vychylovky, a to po oboch stranách toku. Väčšina akumulácií tohto veku v doline Bystrice prechádza zvoľna do mladších, nižšie položených terás a až na výnimky netvorí morfologicky výrazný terasový stupeň. Báza piesčitých štrkov je v rozmedzí 16 až 20 m nad strednou hladinou tokov. Dosahujú hrúbku 5 – 8 m (Vychylovka), niekde až 10 m.

V západnej časti doliny Bystrice sú sedimenty zložené prevažne zo stredných a hrubých (∅ 2 – 5 – 10 cm) piesčitých štrkov s nepatrným podielom veľmi hrubých až balvanovitých obliakov (∅ 10 – 15 – 25 cm), ako aj drobných štrkov (∅ 1 – 2 cm) s vysokým podielom piesku a vysokým stupňom opracovania a vytriedenia materiálu. Štrky sú selektívne čierno až hrdzavo navetrané a obliaky po puklinách rozpadavé. Kôra zvetrávania obliakov z drobových pieskovcov je do hĺbky 1,5 cm.

Na pravom brehu Kysuce sú relikty stredných terás medzi samotou *Gundášovci* a obcou Dunajov, medzi Rudinskou a Rudinou, na brehoch Neslušanky v okolí Nesluše, na pravom brehu Ochodničanky pri obci Ochodnica a na ľavom brehu potoka Suchá. Aj tu predstavujú najtypickejšie a morfologicky najrozsiahlejšie terasové formy. Akumulácie tvoria väčšinou rozptýlené zahlinené štrky. Povrch terás je v relatívnej výške 20 – 35 m. Obliaky s ∅ 2 – 10 (30) cm tvoria väčšinou pieskovce a ojedinele granit(?) (∅ 2 cm) z ľavého brehu Rudinského potoka, ktorý je pravdepodobne antropogénneho pôvodu. Pri Kysuckom Novom Meste sa akumulácie štrkov vyššej strednej terasy zachovali najlepšie

(25 – 30 m nad tokom) a sú pokryté ílovito-piesčitými hlinami s hrúbkou 3 – 7 m. V južnom okolí Radole tvoria terasu zmiešané zahlinené štrky s materiálom pieskovcov a vápencov proveniencie Vadičovského potoka pritekajúceho z bradlového pásma.

V údolí Čierňanky majú vyššie stredné terasy morfologicky nápadnú formu s výškou povrchu 20 – 48 m nad tokom. Súvislejšie sú zachované na pravom brehu a v smere od Svrčinovca po Čadcu-Podzávoz aj na ľavom brehu. Báza vyššieho podstupňa (preriss?) je v úrovni 22 – 35 m a báza nižšieho podstupňa je 12 – 28 m nad tokom. Silne zahlinené štrky s obliakmi s ∅ do 10 cm sú hrubé 6 až 21 m a majú pokryv svahových hlín a zvetranín v hrúbke 1,5 – 2,5 m. Akumulácie terás sa na povrchu prejavujú rozptýlenými okruhliakmi s ∅ do 4 cm. Petrograficky sú v nich popri rozličných limonitizovaných pieskovcoch zriedkavo zastúpené aj obliaky „exotického" charakteru: granity, pararuly a tiež kremence a žilný kremeň, ktorých pôvod nie je zrejmý. Pochádzajú buď zo zlepencov solánskeho a zlínskeho súvrstvia, alebo aj sliezskej jednotky (istebnianske vrstvy), no nemôžeme vylúčiť ani ich antropogénny pôvod.

Pri obci Čadca-Podzávoz bola vrtom J-7 (Grenčíková, 1994) prevŕtaná 5 m hrubá poloha piesčitého ílu sivej farby s rozptýlenými obliakmi veľkosti v priemere do 2 cm. Báza terasy sa tu zistila vo výške okolo 26 m nad tokom. Pri Čadci-Milošovej na ľavom brehu dosahuje báza 25 m nad tokom a terasové sedimenty majú hrúbku 11 m.

Mladší riss

Fluviálne sedimenty: piesčité štrky nižších stredných terás (6)

Fluviálne sedimenty nižších stredných (sídelných) terás v dolinách Kysuce a Bystrice v porovnaní so sedimentmi starších, vyšších stredných terás sú paradoxne zriedkavejšie a zaberajú menšie plochy. Rozsiahlejšie akumulácie sa potvrdili len z pravobrežia dolného úseku Kysuce medzi Kysuckým Novým Mestom a Rudinkou. Menšie výskyty sú známe z ľavobrežia Kysuce pri jej sútoku s Oščadnicou a Bystricou, v Kysuckom Lieskovci, Budatínskej Lehote, Radoli a v Oškerde. V doline Bystrice sú výskyty sústredené najmä na jej pravobreží medzi Novou Bystricou a Klubinou, v doline Oščadnice na pravobreží v obci (tab. XI, foto 5), v doline Čierňanky s. od Svrčinovca, pri Čadci-Podzávoze a na hornom toku Kysuce pravobrežne v pásme Staškov – U Sihelníka – Čadca-Horelica. Okrem týchto výskytov sme zaznamenali nižšie stredné terasy sporadicky v krátkych úzkych úsekoch pozdĺž niektorých horských potokov.

Takmer všetky akumulácie, ak nie sú pokryté svahovinami, vytvárajú morfologicky výrazné terasové stupne s bázou štrkov najčastejšie vo výške okolo 3 až 10 m, resp. 5 – 13 m nad strednou hladinou toku. Zachovaná hrúbka akumulácie piesčitých štrkov je variabilná. Pri hranách terás sa pohybuje od 3 do 6 m

a smerom do tylovej časti narastá na 6 – 11 m, ojedinele aj viac. Vo vrte A_5 (Dlhé lúky) bola doložená hrubka štrkov až 23 m. Na pravom brehu Neslušanky vo vrte A_6 akumulácia štrkov dosahuje hrúbku 7 m (Grenčíková, 1994).

Litologicky ide o stredné a hrubé (∅ 2 – 5 – 10 cm), dobre opracované štrky so zastúpením strednozrnných až hrubozrnných, pri povrchu silno zahlinených pieskov. Horské potoky vykazujú výraznejší podiel frakcie stredne opracovaných balvanov až blokov (∅ 10 – 15 – 25 cm i viac) na úkor klesajúceho podielu strednozrnnej (∅ 2 – 5 cm), ako aj drobnozrnnej (∅ 1 – 2 cm) štrkovej frakcie pri súčasnom znížení piesčitosti a stupňa opracovania a frakčného vytriedenia materiálu.

Všetky štrky sú petrograficky monotónne. Úplne prevládajú rozličné druhy paleogénnych pieskovcov nad siltovcami tvoriacimi úlomky. Z pieskovcov prevládajú strednozrnné glaukonitické a drobové pieskovce nad kremennými a arkózovými.

Ojedinele sa vyskytujú obliaky kremeňa s ∅ do 2 – 3 cm, uvoľnené zo zlepencov. Karbonatické horniny sa zistili len v sedimentoch pri Budatínskej Lehote, Radoli a v Oškerde. Všetky štrky sú selektívne, zväčša však málo navetrané. Patinované sú najmä drobové pieskovce s kôrou navetrania od 1 do 5 mm.

Sedimenty terás sú v tylovej časti čiastočne prekryté deluviálnymi hlinito-kamenitými až hlinitými sutinami, ktoré nie sú na mape zvlášť vyčlenené.

Proluviálne sedimenty: hlinité štrky s úlomkami hornín (náplavové kužele) (6a)

Na území povodia Kysuce je to najstaršia zachovaná generácia periglaciálnych náplavových kužeľov. Majú zväčša menšie plošné rozmery. Ich hlinito-piesčito-štrkovité, chaoticky uložené sedimenty s množstvom úlomkov sa vyskytujú pri vyústení bočných dolín do doliny Oščadnice (na dolnom konci obce Oščadnica), Bystrice (Barancov potok a Klubinský potok) a Kysuce (osada Blažkovci).

Všetky kužele sú laterálne terasované s bázou akumulácie vo výške 3 – 7 m nad strednou hladinou toku. Pozostatok pôvodnej akumulácie dosahuje hrúbku len 4 – 5 m. Jej najväčšie hodnoty (až 18 m) sa zaznamenali v strede telesa kužeľa na dolnom konci obce Oščadnica. Sedimenty sú zväčša hrubozrnnejšie až balvanovité, málo triedené, tvorené hlinito-piesčitými a hlinitými štrkmi s úlomkami, s variabilnou hrúbkou a chaotickým uložením vrstiev, so zastúpením miestnych monomiktných hornín flyšovej zóny. Strednozrnná piesčitá frakcia je v telesách sústredená do šošoviek. Väčšiu časť povrchu kužeľov pokrývajú cca 2 – 3 m hrubé vrstvy deluviálno-fluviálnych spláchnutých hlín s úlomkami a vlastnými štrkmi.

Tvorbu kužeľov možno paralelizovať zhruba s uložením akumulácií nižšej strednej terasy riek predposledného periglaciálu.

Mladý pleistocén

Akumulácie mladého pleistocénu sú na území povodia Kysuce plošne rozsiahle a objemovo veľké. Vypĺňajú dná dolín všetkých hlavných tokov a ich väčších prítokov, alebo vystupujú v podobe nízkej (nadnivnej) terasy. Okrem fluviálnych sedimentov zaznamenávame aj prítomnosť proluviálnych sedimentov nízkych náplavových kužeľov bočných prítokov do hlavných dolín.

Würm

Fluviálne sedimenty: piesčité štrky dnovej akumulácie v nízkej terase a v nive (5)

Fluviálne piesčité štrky posledného glaciálu tvoria súvislú, ale nerovnomernú výplň dna dolín všetkých väčších tokov zobrazených na mape (tab. XI, foto 1). Povrch sedimentov je takmer všade erodovaný, prekrytý mladšími nivnými náplavmi, zväčša povodňovej fácie. Štrky vystupujú na povrch v eróznych zvyškoch pôvodnej akumulačnej úrovne, dnes zachovanej len vo forme 2 – 7 m, miestami až 10 m vysokého stupňa povrchu nízkej (nadnivnej) terasy pri okrajoch nív väčších tokov.

V doline Kysuce sú nízke terasové akumulácie striedavo obojstranne od Makova cez Turzovku až po Čadcu a ďalej po toku už len sporadicky na ľavej strane (osada *Blažkovci*, samota *Michálkovci*). V doline Bystrice sú výskyty len sporadické, a to najmä medzi Novou a Starou Bystricou, v Kalinove a v Zborove. Plošne významné sú nízke terasy stredného a dolného toku Oščadnice, Harvelky, Vadičovského potoka, Snežnice, Radôstky a Vychylovky. Ojedinelé výskyty zaznamenávame aj v kratších úsekoch potokov Čierňanka, Milošovský potok a Predmieranka.

Erózno-akumulačná báza piesčitých štrkov je v hlavných dolinách rozbrázdená starými korytami príslušného toku. Spôsobilo to, že jej relatívna hĺbka oproti hladine toku varíruje v rozmedzí –4 až –0,5 m (Točík, 1976). Na mnohých miestach v súčasných korytách v nárazových častiach meandrov horných tokov vystupuje podložie na povrch. Hrúbku piesčitých štrkov dnovej akumulácie Kysuce odhadujeme na 4 – 6 m v nivnej časti a 8 – 13 m v terasovej časti. V dnách ostatných väčších tokov je hrúbka menšia a pozdĺž toku výrazne kolíše, najčastejšie v rozmedzí 0 – 2 m v nive a 5 – 10 m v terase. V severnej časti intravilánu Kysuckého Nového Mesta na hranici nivy Kysuce a svahovinami pokrytého okraja nízkej terasy plytké vrty preukázali hrúbku štrkov v nive dokonca až 8 m (Pekar, 1968; Zbihlej, 1975).

Štrky dnovej akumulácie hlavných tokov pozostávajú z dobre opracovaných čerstvých, stredno- až hrubozrnných piesčitých štrkov (∅ 2 – 5 – 10 cm), ojedinele aj s ∅ do 30 cm. Stupeň zrnitostného vytriedenia je vcelku slabý až mierny, ale štrky sa všeobecne smerom k povrchu zjemňujú a v miestach zachovania nivných piesčitých hlín a hlinokalov prechádzajú aj do hrubozrnných pieskov.

Charakter sedimentov dnovej akumulácie horských potokov je odlišný. Ak sa tu mladopleistocénna akumulácia zachovala, tak väčšinou vo forme resedimentovaných piesčitých poloopracovaných štrkov s prímesou klastík (kamence), bežne vystupujúcich na povrch spod holocénneho nivného krytu (napr. Snežnica, Vadičovský potok v Lopušných Pažitiach, Vychylovka medzi obcami Vychylovka a Nová Bystrica, horný tok Bystrice pod Riečnicou a i.). Na väčšine územia však boli sedimenty mladopleistocénnej dnovej akumulácie v horských potokoch úplne nahradené piesčito-štrkovitými až piesčito-kamenitými sedimentmi holocénu.

Všetky štrky sú petrograficky monotónne. Úplne prevládajú rozličné druhy pieskovcov nad siltovcami tvoriacimi úlomky, prítomné sú aj ílové polohy. Ojedinele sa vyskytujú obliaky kremencov a žilného kremeňa s ∅ 2 – 3 cm, uvoľnené zo zlepencov. Karbonatické horniny sa zistili len v sedimentoch Kysuce od Poviny po j. okraj územia, v Snežnici, vo Vadičovskom potoku a v potoku Radôstka (Potfaj a Vass, 1998).

Fluviálne i proluviálne štrkovité sedimenty v dne dolín sú významným kolektorom podzemných vôd.

Proluviálne sedimenty: hlinité štrky s úlomkami (náplavové kužele) (5a)

Tento genetický typ mladopleistocénnych sedimentov sa nachádza pri vyústení bočných dolín do hlavných. Medzi plošne najrozsiahlejšie a objemovo najväčšie kužele patrí kužeľ potoka Raková v Rakovej a kužeľ Bystrice v Krásne nad Kysucou. Morfologicky výrazné sú predovšetkým pravostranné kužele v Starej a Novej Bystrici, Zborove, Klubine a rozsiahly kužeľ Barancovho potoka v Kalinove ústiaceho do toku Bystrice. V doline Oščadnice je výrazná sústava rozsiahlych ľavostranných kužeľov nad ústredím obce. Všetky tieto kužele tvoria prechodný typ medzi nízkymi a nivnými kužeľmi. Ich materiál tvorený piesčitou hlinou so striedavým obsahom štrkov a úlomkov hornín je často uložený na sedimentoch dnovej akumulácie, alebo syngeneticky prstovite zasahuje do jej centrálnej a vrchnej časti. Povrch kužeľov zväčša prekrývajú hliny s hrúbkou 1 až 2 m. Ich bázu tvoria zahlinené piesky, štrky a úlomky hornín s ∅ 5 – 10 cm, zväčša monotónneho petrografického zloženia lokálnych hornín znosových oblastí. Priemernú hrúbku telies odhadujeme na cca 5 m, no kužeľ v centre Starej Bystrice dosahuje až 10 m a kužele v Kalinove a nad ústredím v Oščadnici dokonca až 12 m. Všetky kužele sú terasované a laterálne vymedzené holocénnymi tokmi.

Holocén (– pleistocén p. p.)

Popleistocénne sedimenty povodia Kysuce vznikli vo dvoch generáciách fluviálneho a proluviálneho pokryvu staršej dnovej akumulácie, alebo vystupujú ako samostatná výplň dna dolín. Významným genetickým typom pleistocénno-holocénneho vývoja je plošne aj objemovo rozsiahla akumulácia svahovín a sutín tvoriacich rozličné prechodné variety. Zanedbateľné nie sú ani rašeliny a hnilokaly, prípadne resedimentované štrky povrchu dnovej akumulácie v podobe kamencov. Striktne vzaté, svahoviny tvoria takmer kompaktný pokryv podložia, no mapa zobrazuje ich hrúbku presahujúcu 2 m. Iba na miestach, kde je pokryv plošne rozsiahlejší a kde nebol zjavný charakter podložia, vyznačili sme tento útvar aj pri menšej hrúbke.

Deluviálne sedimenty a deluviálno-proluviálne sedimenty dejekčných kužeľov (1 – 4)

V horských oblastiach povodia Kysuce sa na tvorbe svahovín a sutín uplatňovali prevažne gravitačné procesy spojené s rôznymi druhmi zvetrávania v podmienkach zvýšenej energie odnosu. To zapríčinilo, že vo vzdialenejších častiach od hlavných údolí sedimenty v podobe piesčito-kamenitých, kamenitých až blokovitých svahovín a sutín, kamenných morí, osypov a dejekčných kužeľov popri aluviálnej výplni dna dolín horských potokov sú často jediným reprezentantom kvartérnej akumulácie. Označujú sa ako horský kvartér.

Výnosové kužele: hlinité štrky a úlomky hornín (4b)

Tvoria prechodný typ medzi deluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi. Nachádzajú sa priebežne v celom mapovanom území v miestach vyústenia kratších a strmších, často suchých dolín, resp. dolín s občasným tokom do dolín hlavných tokov. Akumulácie vznikajú pri náhlych intenzívnych prívaloch vôd vynášajúcich v kratších po sebe nasledujúcich časových intervaloch soliflukčno-deluviálny materiál v kombinácii s gravitačným pohybom svahovín a so splachmi. Takéto kužele bývajú často pomerne strmé a hrubé v priemere 3 – 7 m. Obsahujú chaoticky uložený deluviálny štrkovito-úlomkovitý materiál krátkeho transportu, často prevrstvený piesčitými hlinami s prímesou organických sedimentov s veľmi slabým pôdnym pokryvom na povrchu. Vystupujú na mnohých miestach po celom území. K najmohutnejším patria dejekčné kužele medzi Staškovom a Rakovou s navŕtanou hrúbkou 6,9 – 9,7 m (vrty A_1, A_3, A_4 – Broďáni, 1979), torzo kužeľa pri vyústení potoka Rieka do Kysuce v Čadci (hrúbka 7 – 8,4 m, vrty A_{33}, A_{34} – Grenčíková, 1994), pri vyústení Dlžianskeho potoka v. od Turzovky pri osade *Lovásovci* (vrt A_{14} – hrúbka

8,2 – 10,3 m) či v spodnej časti doliny Podhájskeho potoka s. od Kysuckého Nového Mesta a inde.

Petrografické zloženie kužeľov zodpovedá horninovej skladbe znosovej oblasti príslušných tokov.

(Hlinito-)kamenité až blokové zvetraniny, sutinové osypy a kužele, kamenné moria (4a)

Do tejto skupiny deluviálnych sedimentov sme zahrnuli rozličné subtypy svahovín a sutín s typickou, resp. výrazne odlišnou litofaciálnou náplňou. Zaraďujeme sem sedimenty s prevládajúcou kamenitou až blokovitou zložkou nad zložkou hlinitou a piesčitou. Vyskytujú sa najmä v horných a strmých častiach svahov hlavných hrebeňov, v sedlách, pod výstupmi skalného podložia, resp. v záveroch dolín.

Ich zloženie je závislé od materskej horniny. Materiál je neusporiadaný, tvorený prevažne úlomkami pieskovcov (ojedinele zlepencov), dosahujúcich najčastejšie ∅ do 35 cm, zriedkavejšie aj úlomkami až blokmi väčších rozmerov (∅ 35 – 55 cm). Dolu svahom prechádzajú postupne do kamenito-hlinitých sutinových sedimentov, ktoré sú náchylné na sklzávanie. Na exponovaných svahoch s výstupom skalného podložia, resp. na miestach skalného rútenia prechádzajú až do lokálnych kamenných morí. Na podklade tvorenom bystrickými vrstvami sú bežné drobné ostrohranné úlomky bystrických ílovcov. V kombinácii skalného rútenia s neskoršou soliflukciou a fluviálnou činnosťou silných prívalových vôd vznikajú občas blokoviská veľkých rozmerov aj na dne dolín horských potokov (potok nad Zborovom v časti Pod Kamennou).

Na strmých svahoch bradiel Ľadonhora, Steny a Rochovica sa v ronových ryhách a dolinkách vyskytujú sutinové kužele dosahujúce dĺžku až 200 m a šírku 15 – 30 m. Pod vápencovými stenami sa tvoria úzke a strmé osypové kužele s kamenitým materiálom vápencov. Hrúbka sedimentov je variabilná a je závislá od stavu iniciálneho reliéfu. Prevláda však hrúbka od 1 do 4 m.

Deluviálne sedimenty: litofaciálne nečlenené svahoviny a sutiny vcelku, prevažne hlinité a kamenito-hlinité svahoviny (3)

Ide o plošne najrozšírenejší typ kvartérnych sedimentov na celom území Kysúc. Hliny a piesčité hliny tohto typu obsahujú premenlivé množstvo skalných úlomkov až blokov, ktoré miestami prevažujú. Sú vyvinuté na rozsiahlejších, menej strmých plochách vnútrohorských svahov a ich úpätí, prípadne v plytkých záveroch dolín, v dnách suchých dolín, resp. dolín s občasným tokom (pozri mapu). Sedimenty tvoria zriedkavo aj celé vnútrohorské pokryvy.

Ich hrúbka je variabilná a do veľkej miery závisí od členitosti predkvartérneho podkladu (iniciálneho reliéfu, strmosti a priebehu svahov). Na strmších svahoch je hrúbka sedimentov v priemere 0,3 – 3,5 m (zriedkavo až 6,5 m). Na miernejších svahoch je hrúbka v rozmedzí 0,5 – 7,5 m (napr. HG vrt Hrošovce – Polášková, 1961).

Deluviálne sedimenty sa na území vyskytujú v monotónnom druhovom zastúpení, zväčša však ako hlinito-kamenité deluviálno-soliflukčné svahoviny. Na hladšie modelovanom reliéfe vystupujú ako žltohnedé, žltozelenohnedé a svetlohnedé ílovité, premenlivo piesčité polygenetické svahové hliny s úlomkami pieskovcov, zlepencov a ílovcov, prípadne ako deluviálno-fluviálne splachové hliny pokrývajúce časti strednopleistocénnych terás Kysuce, Bystrice, Oščadnice, Čierňanky a ich niektorých prítokov.

Z účelového hľadiska deluviálne sedimenty nie sú bližšie rozdelené a jednotlivé variety sú sústredené do jedného litotypu. Sutiny vo forme plošných zosuvov s aktivitou až v recente sú veľmi časté najmä v záveroch dolín a ich situácia je zohľadnená na mape.

Zosuvy

Celé územie povodia Kysuce je v značnej miere postihnuté svahovými deformáciami. Zosuvy sú viazané najmä na územia budované bystrickými a oščadnickými vrstvami a na rozhrania litologických celkov (kýčerské/zlínske). Tektonické porušenie a vysoký reliéf sú faktormi podporujúcimi tvorbu zosuvov (Nemčok, 1982).

Z celkovej plochy územia zosuvy zaberajú cca 8 %. K najrozsiahlejším patrí polygenetický zosuv na južnom svahu Magury, 2,5 km sz. od Veľkého Príslopu a 3,5 km ssz. od Veľkej Rače (1 236 m) s rozlohou 1,5 km^2. Tento zosuv, podobne ako aj zosuvy v doline Fojtovho potoka v. od Gorilovej Kykuly (781 m), v Klubinskej doline j. od Hladkej (972 m) a na Veľkom potoku v. od Kýčery (1 005 m), spôsobili dočasné prehradenie dolín. Pod Papajovou Kykulou sú dve zamokrené územia s plochou 100 x 50 m.

Z hľadiska materiálového zloženia sú zosuvné telesá tvorené blokovými balvanovitými zahlinenými sutinami a zvetraninami, ktoré v odlučných oblastiach dosahujú hrúbku len niekoľko metrov, no v oblastiach akumulácie aj 20 – 30 m. V pozdĺžnom profile sa mení zloženie, a to najmä v dôsledku triedenia transportom: v čelnej zóne sú nehomogénne zahlinené bahnité sutiny, v odlučnej oblasti prevládajú zahlinené kamenité a blokové sutiny.

Vekové začlenenie je možné odhadnúť na základe pozície vo vzťahu k súčasným lokálnym eróznym bázam. Najstaršie zosuvy sa tvorili zrejme ešte v pleistocéne (zosuv na svahu Magury). Recentný zosuv – zemný prúd z leta roku 1999

– je v pravom svahu doliny Dedovka nad parkoviskom oproti údolnej stanici sedačkovej lanovky.

Plošné zosuvy sa tvoria pozdĺž tektonických zón, napr. na s. svahu Čemerky v závere Pavelkovského potoka a pri styku bradlového pásma s magurským príkrovom.

Proluviálne sedimenty

Ide o akumuláciu vo forme náplavových kužeľov dvoch generácií. Staršie, vyššie nivné kužele majú svoje založenie v neskorom würme. Ich tvorba trvala približne do konca starého holocénu (boreál). Mladšie nivné kužele reprezentujú sedimentáciu od stredného holocénu (atlantik) po súčasnosť.

Hlinité a kamenité štrky vyšších nivných náplavových kužeľov (2b)

K prechodnej pleistocénno-holocénnej sedimentácii zaraďujeme niektoré proluviálne akumulácie bočných tokov vyúsťujúcich do hlavných dolín Kysuce, Bystrice a Oščadnice. Medzi najvýraznejšie a najvýznamnejšie proluviálne akumulácie patria rozsiahle kužele v Krásne nad Kysucou a Rudinke. Oba majú pomerne veľký plošný rozsah, sú plytké a na rozdiel od starších obsahujú najmä hlinito-piesčitú frakciu s ojedinelými obliakmi či úlomkami. Pri oboch kužeľoch badať na krátkych úsekoch náznaky neskoršej laterálnej erózie Kysuce a Bystrice. Z morfologického hľadiska tým vzniká dojem terasy.

Ostatné kužele kratších horských tokov s nevyrovnanou spádovou krivkou ústiacich do dolín väčších potokov (kužeľ v Kalinove a v Radôstke, sústava kužeľov v doline pravobrežného prítoku Vadičovského potoka v Dolnom Vadičove, kužeľ Nededzského jarku a i.) majú zväčša malý plošný rozsah, sú pomerne plytké a na rozdiel od starších obsahujú najmä hlinito-piesčitú frakciu s ojedinelými obliakmi či úlomkami. Kužele pri Dolnom Vadičove obsahujú prevažne chaoticky uložené úlomky až bloky hornín a hlinito-piesčitá frakcia je nepatrná. To svedčí o genéze silno ovplyvnenej krátko trvajúcimi, ale intenzívnymi prívalovými vodami.

Priemerná hrúbka sa v centre telesa pohybuje medzi 2 – 5 m. Na povrchu kužeľov je zväčša vyvinutý surový pôdny horizont.

Hlinité a kamenité štrky nivných kužeľov (2a)

Holocénna sedimentácia sa na mapovanom území prejavila aj vznikom proluviálnych akumulácií vystupujúcich v podobe plytkých nivných neterasovaných kužeľov, často s malou plochou rozšírenia, alebo v podobe strmších a morfologicky výraznejších ronových kužeľov vyústenia kratších doliniek do hlavných.

Sedimenty kužeľov sa laterálne zastupujú s nivným pokryvom dnových akumulácií tokov. Tvoria ich vrstvené ílovité hliny, humus alebo piesčité hliny a piesky s okruhliakmi alebo úlomkami hornín. Na mape sú kvôli únosnosti mierky zobrazené len kužele väčších plošných rozmerov. Medzi najväčšie nivné kužele mapovaného územia zaraďujeme kužele v Rudinke, Kysuckom Lieskovci a Starej Bystrici. Dosahujú maximálnu hrúbku 3 m.

Fluviálne a proluviálne sedimenty: hliny, piesčité a štrkovité hliny nív tokov (1)

Popleistocénna sedimentácia sa na mapovanom území prejavila akumuláciou fluviálnych a čiastočne proluviálnych sedimentov tvoriacich aluviálny jemnozrnný (0,5 – 1,5 m hrubý) náplavový sedimentačný pokryv piesčito-štrkového súvrstvia dnovej akumulácie alebo len samostatnú výplň dna dolín všetkých tokov tak, ako sú zobrazené na mape.

Sedimenty sú väčšinou tvorené vrstvenými ílovitými sivohnedými nevápnitými nivnými hlinami, humusom, prípadne až rašelinou, alebo piesčitými hlinami a pieskami, v spodnej časti s resedimentovanými obliakmi alebo úlomkami hornín v nivných kužeľoch.

V horských potokoch, kde absentuje dnová akumulácia, sú tieto sedimenty v celom profile tvorené hrubšími hlinito-štrkovými až balvanovito-štrkovitými alebo len piesčito-kamenitými až blokovitými, málo vytriedenými a slabšie opracovanými akumuláciami. V záveroch dolín sú už balvanovito-štrkovito-hlinité sedimenty prívalových vôd. Postglaciálne náplavy tvoria v reliéfe úroveň nivy, miestami s hlinitou nivnou terasou (vyššia niva) alebo s odčlenenou prikorytovou štrkovou zónou najmladšej korytovej fácie (kamence).

Naložené nivné sedimenty riek aj celá výplň dna dolín horských potokov vrátane nivných a dejekčných kužeľov sú podľa charakteru a uloženia mladšie ako štrková dnová akumulácia riek.

Kamence (1a)

Kamence tvoria najvrchnejšiu časť dnovej akumulácie štrkov, premiestnených v holocéne aktívnym tokom Kysuce. Vyskytujú sa predovšetkým v nánosových častiach meandrov dolného toku Kysuce medzi Kysuckým Novým Mestom a Rudinkou. Tvoria ich premyté štrky strednej a nižšej zrnitostnej triedy s materiálom pieskovcov flyšového pásma.

TEKTONIKA

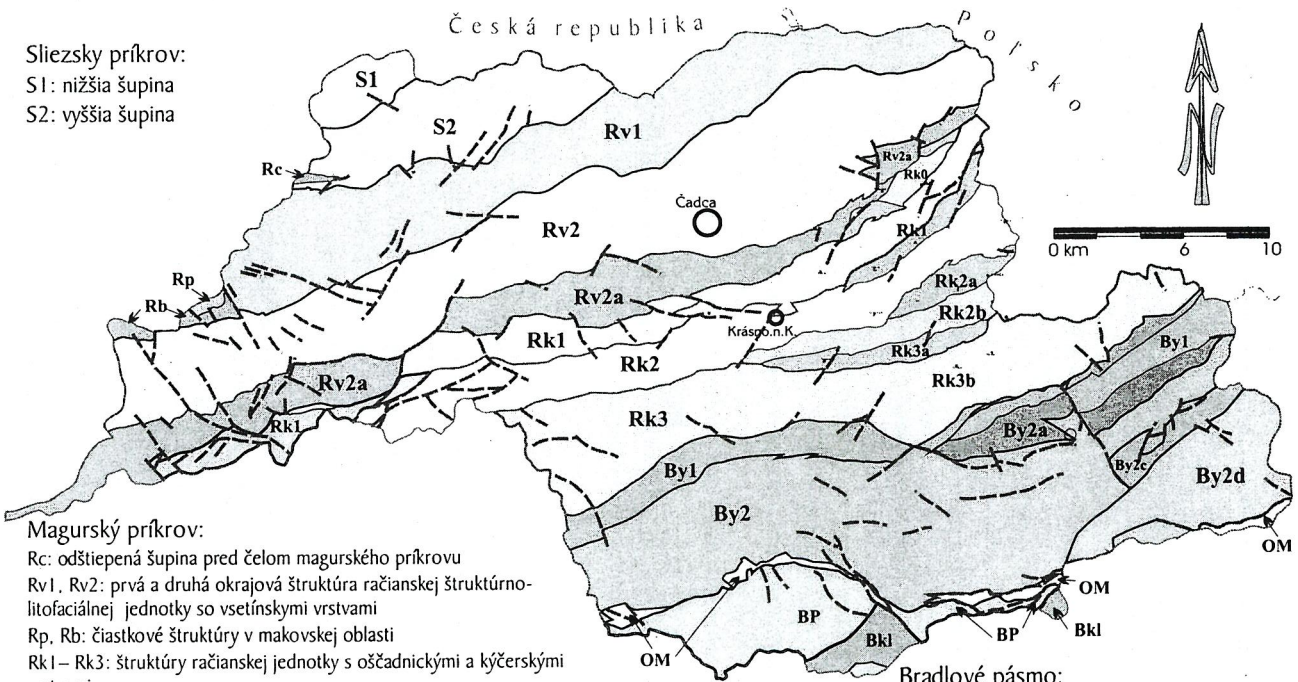
Tektonickú stavbu kysuckého regiónu tvoria štyri základné tektonické celky: sliezska jednotka (príkrov), magurská jednotka (strižný príkrov), bradlové pásmo zastúpené kysuckou jednotkou a klapská jednotka, tu integrovaná do štruktúry bradlového pásma (obr. 9). Flyšové jednotky sú súčasťou terciérneho akrečného klinu Západných Karpát. Nasunutie sliezskej jednotky na podsliezsku a na platformu je v jej čele plytké, smerom na JV sa však zostrmuje (Menčík a Tyráček, 1985; Potfaj a Kubeš, 2001).

Príkrovová stavba magurskej jednotky je doložená viacerými vrtmi z okolitého územia: Jablůnka-1 (Pesl et al., 1982), Svrčinovec (Matějka a Roth, 1949; Plička, 1958), Oščadnica-1 (Chmelík, 1966), Zawoja 1, Sucha IG-1 (Żytko et al., 1989; Cieszkowski et al., 1985). Na základe vrtu v údolí Šťahorovho potoka Matějka a Roth (1949) odhadli minimálnu veľkosť magurského presunutia na 7 až 10 km, prípadne aj viac. Predpokladali, že počiatočný úklon príkrovovej plochy vo vzdialenosti asi 2 km od čela nasunutia je 30°. Z magnetického a seizmického rezu na čiare Bytča – Ostrava (Kubeš a Potfaj, 2001) bola identifikovaná báza magurského príkrovu v hĺbke 2 500 až 3 500 metrov so sklonom na JJV.

Základným stavebným štýlom kysuckého územia je severovergentná príkrovovo-šupinovo-vrásová stavba, ktorá sa od severu na juh postupne zostrmuje. Na severe územia v sliezskej a račianskej čiastkovej jednotke majú najsevernejšie štruktúry sklony na juh, a to značne miernejšie než v strednej časti – v bystrickej jednotke.

Súvrstvia bradlového pásma na južnom okraji územia majú síce sklon na sever (teda zdanlivo vergencia na juh), no táto situácia je povrchová. Smerom do hĺbky sa tektonický styk zostrmuje až na vertikálny (Potfaj, 1983, 1997). Južnejšie štruktúry bradlového pásma vykazujú všeobecné prevrátenie na juh, ako je zreteľné aj z interpretácie seizmických profilov (Potfaj, 1996).

Takto je v reze vytvorený štruktúrny vejár s osou zhruba na čiare Kysucké Nové Mesto – Nová Bystrica. V širšom regionálnom meradle sa os vejára kryje s osou tiažového minima (napr. Potfaj, 1983, 1988). V povrchovom priemete táto os sleduje zhruba severný okraj bystrickej jednotky. V tesnej blízkosti pozdĺž tejto osi sú rozložené aj epicentrá väčšiny zemetrasení, ktoré boli zaznamenané na území Kysúc (obr. 10).



Obr. 9 Štruktúrno-tektonická schéma územia Kysúc (M. Potfaj).

Sliezska jednotka

Z plošne rozsiahleho sliezskeho príkrovu na naše územie zasahuje iba jeho nepatrná časť. Zo štruktúrneho hľadiska je to tylová časť, v ktorej sa na seba nasúvajú šupiny so strmším sklonom než vo zvyšnej, čelnej časti plochého príkrovu (porovnaj Menčík a Tyráček, 1985). Aj keď sa v sliezskej jednotke (istebnianske súvrstvie) uplatňuje šupinová stavba oveľa menej ako v těšínsko-hradištskom súvrství (Buday et al., 1967), nie je vylúčené, že vo vyššej časti istebnianskeho súvrstvia mohli vzniknúť šupiny (na našom území celkom dve – S1 a S2), z ktorých vyššia sa ďalej smerom na JZ vyklinuje. Istebnianske súvrstvie tvorí rigidný celok, na ktorý boli natlačené plastickejšie vyššie súvrstvia sliezskej jednotky.

K výraznej tektonickej deformácii a redukcii podmenilitového súvrstvia a k takmer úplnej likvidácii menilitového a krosnianskeho súvrstvia v úseku medzi *Konečnou* (Klokočov-Kornica) a *Megonkami* na SZ prispela aj skutočnosť, že v čele nasúvajúceho sa magurského príkrovu bol ďalší rigidný komplex – solánske súvrstvie. Menilitové a krosnianske súvrstvie sa zachovali len v niekoľkých izolovaných výskytoch, ktoré aspoň rámcovo indikujú hranice segmentov a lokálnych šupín.

Detašovaná menšia magurská šupina (Rc) pred čelom hlavného magurského príkrovu v Klokočove-Kornici pravdepodobne vznikla aj pri účinku laterálnych tlakov. V podmenilitovom súvrství sme identifikovali priečne zlomy (kompenzačné) s pozorovateľnou laterálnou zložkou pohybu niekoľko desiatok metrov (Klokočov-Kornica, Klokočov-Hrubý Buk).

Sliezsky príkrov bol do priestoru Moravsko-sliezskych Beskýd presunutý v miocéne, amplitúda príkrovového nasunutia dosahuje okolo 30 km.

Magurský príkrov

Členenie magurského príkrovu na tri základné čiastkové jednotky bolo opodstatnené charakteristickou litostratigrafickou náplňou každej z týchto zón[+] (Matějka a Roth, 1949, 1950). Aj v rámci týchto zón bol príkrov sformovaný do asymetrických vrásových šupín s redukovanými krídlami. Jednotlivé štruktúry majú longitudálne usporiadanie (obr. 9) a v povrchovej stavbe boli identifikované ako antiklinálne a synklinálne pásma (Matějka a Roth, 1949, 1950, 1956; Roth et al., 1960).

V račianskej jednotke možno odlíšiť – podobne ako v Poľsku – dve štruktúrno-litofaciálne zóny: severnejšiu (= okrajovú) s dominantným zastúpením vsetínskych vrstiev a južnejšiu s kýčerskými pieskovcami. Pásma s kýčerskými pieskovcami tvoria štruktúrnu kostru územia. Sú tu tri pásma. V najsevernejšom

---

[+] Ak na zjednodušenie označenia týchto čiastkových litostratigraficko-tektonických jednotiek používame v texte alternatívne termín *račianska, bystrická a oravskomagurská jednotka*, rozumieme tým hierarchicky nižší stupeň, než je termín magurská jednotka.

pásme (R1) sú kýčerské pieskovce zastúpené iba nepatrne. V južnejších štruktúrach, od Veľkej Rače (1 336 m) cez Zborov nad Bystricou po Krásno nad Kysucou (R2) a od Rycierovej hory (1 226 m) cez Klubinu a Ochodnicu (R3), kýčerské pieskovce dominujú, ale smerom na Z sa postupne vytrácajú.

Na Skalitom sme zmapovali 4 základné pozdĺžne štruktúry od S na J s lokálnymi názvami: Rieka (Rv1), Skalité (Rv2), Oselné (Rv3) a Kykula (R0). Dva severnejšie pruhy vytvárajú krídla antiklinálnej štruktúry. V teréne sú dobre sledovateľné smerom na JZ. Tri južnejšie pruhy v priestore Oščadnica – Rovné – štátna hranica s Poľskom majú redukovanú hrúbku a boli tektonicky vytlačené do menších alebo väčších šošoviek a polôh. Jednotlivé šupiny sú na seba ponasúvané tak, že miestami zastierajú priebeh červených ílovcov. Tie sa dajú sledovať v zóne s. od hrebeňa Oselné (854,8 m) a v doline Rajského potoka a Vreščovky.

Výrazné horské chrbty budované zlínskym súvrstvím sú v niektorých blokoch zvrásnené do synklinálnych foriem (j. od samoty *Švancarovci*), ale prevláda šupinový štýl (pozri profil 1 – 2). V prípade synklinálnej štruktúry Košariská (748 m) (j. od samoty *Švancarovci*) sme nenašli jej pokračovanie na SV.

Severne od Javorského sa zlínske súvrstvie v štruktúre Rv2 flexúrovite ohýba a má takmer ploché uloženie. Na sever od Čierňanky je uloženie zlínskeho súvrstia pomerne málo zvrásnené a sklony sú okolo 20 – 35°. Na základe analógie s okolitým územím je možné predpokladať, že sa tu v podloží už prejavuje vyšší stupeň platformy (Koráb et al., 1988).

Južnejšie, v Oščadnici, je sústava strmých vrásových šupín račianskej jednotky roztrhaná na menšie šošovkovité útvary.

V Oščadnici sme v račianskej jednotke identifikovali 7 základných štruktúrnych pásiem, ktorým sme dali lokálne názvy od severu na juh: a) štruktúra Čadce (= Rv2), b) štruktúra Margušovho grúňa (Rv2a), c) štruktúra Kalinovho vrchu – Dedovej (R1), d) štruktúra Veľkej Rače – Upratiská (R2a), e) štruktúra Malej Rače (R2b), f) štruktúra Orla (R3) s interným vyčlenením južného antiklinoriálneho krídla Kýčery – Senkova a s odštepkom (šupinou) Jaseňa (R3a). Tieto štruktúry vytvárajú na povrchu viac-menej priebežné pruhy – pásma s antiklinálnym, resp. synklinálnym uložením vrstiev. Na najjužnejšiu štruktúru je nasunutá bystrická čiastková jednotka. Pásma kýčerských pieskovcov v hrúbke niekoľko stoviek metrov majú spravidla synklinálne, prípadne monoklinálne uloženie. Naproti tomu, oščadnické vrstvy ako plastickejšie vytvárajú zóny s makrovrásami a v pruhu od vrchu Šľapkov smerom na vrch Orol (1 120 m) je charakteristický antiklinálny prieval. Na rozhraní medzi oščadnickými a kýčerskými vrstvami vznikla disharmónia v dôsledku odlišných geologických vlastností a kompetencie vrstiev, a tak z regionálneho hľadiska normálny styk je v detaile strihovou zónou.

Naša schéma oproti štruktúrnej schéme Matějku a Rotha (1949) ponúka podrobnejšie členenie najmä strednej štruktúry – tzv. synklinálneho pásma Kalinovho vrchu s jeho zložitou vrásovo-šupinovou stavbou (Potfaj a Maglay et al., 2001). Podobne je členitejšie aj tzv. šľapkovské antiklinálne pásmo. Antiklinálny prieval vsetínskych vrstiev sa od Zborova nad Bystricou ťahá až na hraničnú kótu Orol (1 120 m). Severne od tejto zóny sa paralelne tiahne len kde-tu značená strihová zóna s lokálne vytiahnutým belovežským súvrstvím, de facto vyznačujúca bázu tejto štruktúry (Rk3a).

V území Makov – Javorník sme odlíšili dve základné, severovergentne na seba nasunuté príkrovové šupiny. Spodnejšia vychádza na povrch v oblasti Polianky pri Kelčove (príkrovová šupina Polianky – Rp). Vrchná príkrovová šupina – makovská – bola rozčlenená na tri antiklinoriálno-synklinoriálne pásma, ktoré boli prevrásnené a porušené zlomami viacerých generácií. Tieto tri antiklinoriálno-synklinoriálne pásma sú uklonené na juh. V ich severných častiach sú odkryté prevrásnené staršie litostratigrafické členy, z juhu sú synklinoriálne zvrásnené mladšie litostratigrafické členy.

Antiklinoriálno-synklinoriálne pásmo Zvonice (Rv2) v šírke od Makova po hostinec Kmínek nadväzuje na SV na štruktúru Čadce a Skalitého. Jeho čelná časť je zložitá, lebo pri presune vrchnej makovskej príkrovovej šupiny cez spodnú šupinu Polianky (Rp) sa z povrchu spodnej šupiny časť zlínskeho súvrstvia oddelila, zavinula do antiklinálnej čiastkovej šupiny Bumbálky (Rb) a včlenila sa do čela pásma Zvonice. Pásmo Zvonice pôvodne šupinu Bumbálky prekrývalo. Jeho zvyšky sa nachádzajú zacviknuté medzi šupinou Bumbálky a príkrovovou šupinou Polianky a vytvára tak čiastkovú šupinu Skaly (Potfaj a Šlepecký et al., 2001). Pásmo Zvonice (Rv2) je tu zvrásnené do štyroch základných vrásových štruktúr s amplitúdou 300 – 600 m.

Vlnová dĺžka základných vrásových štruktúr je 1,2 – 1,8 km. Vrásy nižšieho rádu sa tvoria najmä v plastickejších členoch vrstvového sledu, zvlášť v belovežskom súvrství (napr. ssv. od Čemerky). Tu sú severovergentné vrásy s vlnovou dĺžkou od 3 m až po niekoľko desiatok metrov s osami antiklinálnych sediel sklonenými pod uhlom 10 – 15° na juhozápad.

Na rozdiel od južných pásiem je redukcia litostratigrafických členov na pozdĺžnych zlomoch v pásme Zvonice minimálna. Pestré vrstvy medzi kompetentnejšími súvrstviami solánskych a pasierbieckych pieskovcov boli výrazne deformované a redukované. Pozdĺž severného okraja pásma Zvonice a v šupine Skaly možno sledovať násunovú zónu makovskej príkrovovej šupiny. Na nej sú kompetentnejšie časti zlínskeho súvrstvia príkrovovej šupiny Polianky (Rp) a čiastkovej šupiny Bumbálky (Rb) porušené najmä krehko, s puklinami vyhojenými kalcitom. Naproti tomu, plastickejšie ráztocké vrstvy sú prevrásnené do menších vrás až vrásových šupín s amplitúdou do desiatok metrov, s duplexmi aj redukciou ráztockých vrstiev (profil doliny *Uzgrúň* na moravskej strane).

Antiklinoriálno-synklinoriálne pásmo Kopaníc (Rv3) je časťou makovskej príkrovovej šupiny. Od antiklinoriálno-synklinoriálneho pásma Zvonice je oddelené násunovou plochou a jeho vonkajšiu hranicu dávame na severný okraj belovežského súvrstvia na styku s podložnou štruktúrou. Toto pásmo je tvorené j. od Makova pozitívnou „kyticovou" štruktúrou. Je to tektonicky porušená zóna s duplexmi a redukciou litostratigrafických jednotiek pozdĺž smerných zlomov. Južný okraj má jednoduchšiu, menej porušenú synklinálnu stavbu.

Južnejšie ležiace antiklinoriálno-synklinoriálne pásmo Čemerky (R1) má podobnú tektonickú stavbu, ešte výraznejšie poznačenú pozdĺžnymi horizontálnymi pohybmi na strihových zónach. Tie spôsobili imbrikovanú šupinovitú stavbu a v antiklinoriálnej časti vytvárajú ďalšiu pozitívnu „kyticovú štruktúru". Smerom na západ sa tektonická línia medzi štruktúrnymi pásmami Kopaníc a Čemerky stáva nevýraznou a stráca sa v jadre pokračujúcej synklinály.

Čiastkové šupiny Polianky a Bumbálky pri starších mapovacích prácach (Matějka a Roth, 1949) neboli vyčlenené. Toto územie spolu s pásmom Zvonice sa označovalo

ako okrajové antiklinálne pásmo a kysucké synklinálne pásmo. Južnejšie ležiace šupiny zodpovedajú členeniu podľa Matějku a Rotha (1949) s nasledujúcou analógiou: nášmu antiklinoriálno-synklinoriálnemu pásmu Kopaníc zodpovedá antiklinálne pásmo Lopušianky a synklinálne pásmo Slatiny a antiklinoriálno-synklinoriálnemu pásmu Čemerky zodpovedá dučkovské antiklinálne pásmo a synklinálne pásmo Lubov.

Na južnom okraji regiónu j. od Turzovky sme rozoznali niekoľko šupín, resp. úplných vrásových štruktúr s viac-menej redukovanými krídlami. Jednotlivé litofaciálne celky sa nedajú smerne korelovať. Táto nepriebežnosť stavby indikuje pravdepodobné diagonálne zlomy.

V antiklinálnom prievale belovežského súvrstvia j. od Grapy (825 m) zapadajú osi detailných metrových vrás na západ. Severne je relatívne kompletné krídlo synklinály s jadrom kýčerských vrstiev. Na V smeruje cez Grapu, ale je redukované, pravdepodobne ako dôsledok upadania vrásovej osi na Z.

Medzi Pančavou a Vrchriekou majú dve štruktúry – Dučkovho vrchu (Rv3) a Lubov (R1) – takmer zhodný vrstvový sled (s pestrými belovežskými vrstvami a riečanskými pieskovcami naspodku, vrchnými belovežskými vrstvami a oščadnickými vrstvami). Odlišuje ich prítomnosť kýčerských pieskovcov v južnejšej štruktúre. Sú to dve asymetrické vrásové šupiny, južnejšia presunutá na severnú. Štruktúra Dučkovho vrchu má na v. aj z. konci synklinálnu stavbu, ale na niekoľko km dlhom úseku s. a sz. od Jedľovníka je južné rameno tejto vrásy odrezané a je tu výrazná redukcia vrstvového sledu. Na východe nadväzuje na Papajovu Kykulu (966 m), Hričovec (1 062 m) a Veľký Javorník (1 071 m).

Vonkajšie ohraničenie štruktúr račianskej (ale aj bystrickej) jednotky je lineárne, vnútorná štrukturácia však nie vždy sleduje vonkajšie hranice. Na viacerých miestach pozorujeme diagonálne (transverzálne) uloženie vrstiev s kosým odrezaním na zlome, resp. prešmyku. Príkladom môže byť divergencia vrstiev a osí vrás južne a jz. od Malej Rače (1 152 m) v štruktúre *Orla* (R3).

Bystrická jednotka je rozbitá na viacero strmo postavených šupín. Z nich úplný vrstvový sled má najsevernejšia – okrajová (B1). Tá je laterálne aj pomerne najstálejšia. Už vnútorné štruktúry (B2 a B3) majú viac-menej redukované spodné súvrstvia (belovežské a/alebo vychylovské) a na značnej ploche sa vyskytujú prakticky len bystrické vrstvy. To do značnej miery sťažuje identifikáciu hraníc štruktúr, ktoré sme tu vyčlenili len v hrubých črtách (obr. 9).

Najjužnejšia zóna magurského príkrovu pozdĺž bradlového pásma (M) je v šírke 1 – 2 km silne tektonicky rozdrvená a vrstvový sled je potrhaný a stlačený v zóne strihu na nepravidelné bloky a šošovky. V tejto zóne sa vyskytujú prevažne horniny, ktoré sme zaradili do oravskomagurskej litofaciálnej oblasti, len kde-tu sú včlenené aj bystrické vrstvy.

Súvrstvia s oravskomagurskou príslušnosťou tu tvoria iba neveľké (do pár stoviek metrov) tektonické útržky na styku s bystrickou jednotkou. Horniny sú tektonicky rozbité, ílovce zbridličnatené. Bežný je zvýšený výskyt kalcitových žiliek, najmä v pieskovcoch.

Priebeh pozdĺžnych štruktúrnych pásiem je komplikovaný diagonálnymi strihovými zónami s priebehom SZ – JV a JZ – SV. Identifikovali sme ich priamo v teréne, ale najmä z priebehu vrstiev interpretovaného z mapových podkladov. Tieto zóny sú viac-menej kontinuitné, ich smerná sledovateľnosť je niekde aj 1 až 5 km. Viaceré z diagonálnych strihov mohli zrejme vzniknúť súčasne s prešmykmi, pričom mohli pôsobiť aj ako transformné štruktúry, po ktorých sa preniesol tlak z vnútornej zóny do externej.

Významné laterálne posuny tak na smerných, ako aj na diagonálnych poruchách indikujú vertikálne orientované duplexové štruktúry v strihových zónach (napr. vo Fojtovom potoku). Zvláštny štruktúrny blok kýčerských pieskovcov v synklinálnej pozícii, ktorý nemá smerné pokračovanie, je vklinený v pásme Margušovho grúňa (na Kalvárii). Dá sa predpokladať, že je tiež produktom laterálnych posunov.

Výraznejší, sz.-jjv. zlom prebieha s. od Turzovky-Predmiera (alúvium Predmieranky) s laterálnou zložkou pohybu asi 600 m. V priestore osady Riečky (Klokočov) sme zaznamenali zlom podobného smeru ako v priestore Predmiera, len s menšou laterálnou zložkou pohybu (do 250 m). Menej výrazné sú zlomy ssv.-jjz. priebehu v.-z. od obce Vysoká nad Kysucou a jv. od mesta Turzovka.

Zistené priečne zlomy makovskej oblasti majú len menší rozsah a amplitúdu posunu. Výraznejšia zlomová zóna ssz.-jjv. prebieha dolinou cez samotu Papajovci. Zdá sa, že na nej nastal posun veľkých štruktúr s horizontálnou zložkou pohybu dextrálne asi o 500 m. Na JV od Lemešnej (950 m) prebieha diagonálna zlomová zóna smeru ZSZ – V.

Pomerne strmé pozdĺžne zlomy charakteru bočných posunov sme interpretovali j. od Rudinskej v smere na Neslušu v bystrických vrstvách a sz. od Rudinskej pri ohraničení pestrých vrstiev.

Obmedzenie blokov okolo Vreščovky (Starý košiar, Švancarovci, Oselné), ale aj v Sojkovej, sme tiež klasifikovali ako zlomy s výrazným bočným posunom. Podľa kulisovitého usporiadania blokov ide o ľavostranné posuny. Strihové zóny v teréne nie sú veľmi výrazné, rozplývajú sa v plastickejších súvrstviach (pestré, belovežské, vychylovské). Pásmo týchto zlomov smeruje na JZ do Oščadnice, kde sa zlomy postupne vytrácajú.

Napríklad blok Starého košiara (864 m) s pasierbieckymi pieskovcami má faciálny ekvivalent v bloku Oselného (855 m), pritom sa však oba strižne stýkajú so zdanlivým laterálnym prekryvom asi o 1,5 km. Litosóm z Oselného, na SV sinistrálne roztrhnutý, môže mať pokračovanie v bloku Skaľanky (867 m).

Výrazná zlomová zóna s.-j. smeru prebieha dolinou Hrabovca na vyšný koniec v Oščadnici (Matějka, 1964). Na jej severnom zakončení je perovite rozvetvená a končí sa na nej prešmyková línia od Švancarovcov. Výrazne sa črtá aj zlom sv.-jz. priebehu od Vreščovky po samotu Hanzlovci. Má prakticky súhlasný priebeh s presunovými štruktúrami, a tak jeho vyčlenenie nie je práve najpresnejšie. Predpokladáme na ňom značnú laterálnu zložku pohybu, pretože usporiadanie jednotlivých blokov a zón v tejto oblasti na seba nenadväzuje. Je pravdepodobné, že tento komplex porúch zachytil aj vrt Oščadnica 1.

Diagonálnou disjunktívnou štruktúrou sv.-jz. smeru v magurskej jednotke je zlomová zóna Raková – Semeteš (Matějka a Roth, 1956; Roth et al., 1962; Lexa

et al., 2000). Z hľadiska regionálneho efektu na zobrazenie geologických telies na mape ju môžeme klasifikovať ako ľavostranný bočný posun (obr. 9).

Jeden zo zlomov systému Raková – Semeteš prechádza sedlom Semeteš, ďalší potom o cca 600 m južnejšie medzi Pánovskou Kýčerou a Pavlovým vrchom (765 m). Zlomy tohto smeru interpretujeme aj v oblasti Turkova a s. od Grapy (925 m). Napríklad južne od Turkova je synklinálne uloženie takmer kompletného vrstvového sledu rozbité sústavou diagonálnych zlomov patriacich k tomuto zlomovému systému.

Bradlové pásmo

Celková dĺžka kysuckého bradla Ľadonhora – Steny – Malé Ostré – Rochovica je 15 km. Je tak naším najdlhším bradlom. Jeho nosnou kostrou je spodná časť vrstvového sledu od posidóniových vrstiev po tisalské vrstvy (tab. VIII, foto 5). Prevažne karbonátový komplex má hrúbku okolo 1 km. Vrchné súvrstvia kysuckého sledu (snežnické a gbelianske) sú v prevrátenej pozícii na južnejších štruktúrach a na najvnútornejšej jednotke územia – klapskej jednotke.

Príslušnosť bradla ku kysuckej jednotke je tautologická. Sklon bradla je na sever, s odrezaním spodných súvrství pozdĺž severného okraja. Pretínajú ho diagonálne zlomy s posunom pár metrov až niekoľko desiatok metrov. Medzi Lopušnými Pažiťami a Budatínskou Lehotou je bradlo porušené tektonickou zónou v smere SZ – JV. Táto zóna má miestami disjunktívnu, miestami plastickú povahu. Na priebehu bradlového sledu sa prejavuje ľavostranným flexúrovým ohybom. Zlomové štruktúry sa prejavujú najmä v posidóniových a nadposidóniových vrstvách.

Drobné izolované bradielka s rozmermi desiatky metrov boli odtrhnuté od hlavnej masy kysuckého bradla. Do južného cípu územia zasahuje od Lysice ďalšie veľké bradlo s kysuckým vrstvovým sledom.

Tektonické zaradenie sférosideritových a pupovských vrstiev je pomerne diskutabilné. Haško ich pôvodne interpretoval ako manínske (Haško a Polák, 1978). Na základe konfrontácie litofaciálneho vývoja a veku súvrství v manínskej a klapskej jednotke sa dnes prikláňame k zaradeniu do klapskej jednotky.

PREHĽAD LOŽÍSK REGIÓNU

Územie Kysúc je na nerastné suroviny chudobné. Rudné a energetické suroviny nie sú zastúpené ani ako významnejšie mineralogické výskyty. Z nerudných surovín majú hospodársky význam len suroviny na výrobu drveného kameniva pre stavebný priemysel. V regióne sa nachádza malý počet ložísk s geologicky overenými zásobami tehliarskej suroviny a kameniva na stavebné účely, priemyselne sa však nevyužívajú. Takmer všetky kameňolomy, hliniská a výrobné prevádzky činné v tomto regióne v minulosti boli postupne opustené. Príčinou bol jednak všeobecný útlm stavebných prác, jednak zmena požiadaviek na nový progresívny sortiment výrobkov a na ekonomiku výroby. Podľa týchto aspektov surovinové zdroje na báze flyšových hornín vyznačujúcich sa premenlivými technologickými parametrami nie sú v súčasnosti vhodné na významnejšie hospodárske využitie.

Nerudné suroviny

Bradlové pásmo

Na výrobu kameniva na stavebné účely sú vhodné len karbonátové horniny bradlového pásma. Tie sa v minulosti ťažili v lomoch v kysuckom bradle pri obciach Brodno, Snežnica, Lopušné Pažite a Oškerda. Kamenivo sa zväčša využívalo ako materiál na stavbu ciest. V súčasnosti jediné hospodársky využívané ložisko v regióne je lom Cestných stavieb, s. r. o., Žilina v Lopušných Pažitiach na JZ od obce. Teleso ložiska je v kopci Malé Ostré (586 m), ktorý budujú spodnokriedové a jurské vápence. Úžitkovou surovinou sú sivé škvrnité vápence s rohovcami (pieninské), ktoré na severnom zakončení ložiska prechádzajú do svetlých kalpionelových vápencov titónu a na južnom zakončení do bridličnatých, škvrnitých a ílovitých vápencov koňhorských a tisalských vrstiev. Surovina je vhodná na výrobu hutného drveného kameniva podľa STN 72 1512 a podľa STN 72 1860 – Kameň pre murivo a stavebné účely. Geologické zásoby ložiska overené geologickým prieskumom v rokoch 1989 – 1990 boli 2,3 mil. m^3 v kategórii Z-3 (Smiešková a Hasch, 1991).

Flyšové pásmo

V oblasti budovanej paleogénnymi flyšovými súvrstviami v katastrálnom území obce Klubina (k. Králická grapa) sa v minulosti vo väčšom rozsahu ťažili ako lomový kameň pieskovce zlínskych vrstiev. Ťažba sa skončila pre nízku výťažnosť suroviny vo vyšších kvalitatívnych triedach. V súčasnosti sa o lom delia obce Zborov nad Bystricou a Klubina a je tu iba príležitostná ťažba.

V regióne je geologicky overené, ale v súčasnosti neotvorené ložisko stavebného kameňa Ochodnica (k. ú. Ochodnica, kóta Lazce). Úžitkovou surovinou sú kýčerské pieskovce račianskej jednotky striedajúce sa s pelitmi v pomere 7 : 1. Prieskumné práce malojadrovými vrtmi overili prevahu pieskovcových lavíc hrubých do 10 m do hĺbky 125 m (Šubjaková, 1972). Surovina je vhodná na výrobu kameňa na murivo a stavebné účely v III. akostnej triede, na výrobu lomového kameňa v II. a v III. akostnej triede a na výrobu meračských znakov, staničných a hraničných kameňov, kopáčov a haklíkov v II. a III. akostnej triede. Podľa stavu prehodnotenia zásob k 30. 6. 1997 sú zásoby ložiska 13 616 mil. m^3 v kategórii Z-2, z toho 2 049 mil. m^3 je technologicky nevhodná surovina (Smiešková a Hasch, 1977, 1997). Ložisko je v správe Obecného úradu Ochodnica.

Zdrojom surovín na nenáročnú tehliarsku výrobu malého objemu boli v predchádzajúcom období len kvartérne deluviálne, čiastočne aj eluviálne hliny prekrývajúce flyšový substrát. Malé miestne tehelne v obciach Raková, Stará Bystrica, Turzovka, ako aj významnejšia priemyselná výroba v tehelni Radoľa postupne zatvárali svoje prevádzky, pretože surovinová základňa nevyhovovala z hľadiska kvality ani objemu zásob potrebám progresívneho rozvoja výroby a modernizácie výrobných zariadení.

Vyhľadávací prieskum zameraný na lokalizáciu tehliarskych surovín (lokalita Milošov) viedol Beleš (1975). Prieskumnými ryhami sa zistila surovina nevhodná na výrobu pálenej tehly. Rozšírený prieskum vyhodnotili Beleš a Ivančenko (1976). Na základe výsledkov prieskumných prác bola na overenie odporučená lokalita Oščadnica v pruhu paleogénnych ílovcov s nízkym podielom pieskovcov. V roku 1992 geologickým prieskumom tam bolo overené ložisko tehliarskych surovín *Oščadnica* (k. ú. Oščadnica-Rovné) (Rohalová a Ivančenko, 1992).

Úžitkovou surovinou je tu belovežské súvrstvie, charakteristické striedaním ílovitých prachovcov s rozpadavými aj pevnými pieskovcami v pomere 34 : 1. Kvartérne hliny tvoria asi 10-percentný podiel na celkových zásobách ložiska, 2 995 mil. m^3 v kategórii Z-2. Surovina vyhovuje na výrobu tenkostenných tehliarskych výrobkov. Využitie ložiska nie je nateraz aktuálne, pretože v jeho okolí sa nenachádzajú žiadne prevádzkyschopné výrobné zariadenia.

Ako potenciálny zdroj tehliarskej suroviny sa overovali aj bystrické vrstvy z oblasti Nesluša – Rudina. Na základe vyhľadávacieho geologického prieskumu boli ich keramicko-technologické vlastnosti klasifikované ako nevhodné (Smiešková a Ivančenko, 1992).

V priestore osady Predmier a na lokalite Hlinené bol vyhľadávací prieskum zameraný na zaistenie suroviny na výrobu keramzitu a tehliarskych výrobkov v kategórii C_2 (Šubjak, 1961).

Z ložiskových prieskumov sa na lokalitách Raková a Staškov vykonal vyhľadávací prieskum na lokalizáciu tehliarskych surovín (Smiešková, 1968). Prieskumnými dielami (ryhy, plytké vrty) sa okrem skúmanej suroviny vhodnej na výrobu pálenej tehly zistili aj riečne terasy.

Ďalšia lokalita s výskytom ílov (i keď nevhodnej kvality na výrobu pálenej tehly) sa zistila pri Turzovke (Polášková, 1961). Pri prieskume sa okrem skúmanej suroviny zistili štrky riečnej terasy, ktoré znehodnocujú väčšiu časť ložiska.

Pri Svrčinovci v doline Šľahorovho potoka v rokoch 1913 – 1918 sa uskutočnil vrtný prieskum na overenie výskytu karbónskeho uhlia. Profil vrtu opísali Jahn a Schnabel (1922). Matějka (1946) tu viaže výskyt „naftových" stôp pri Svrčinovci na súvrstvie pestrého eocénu. Na základe nových poznatkov o litológii Matějka a Roth (1949) kriticky prehodnotili opis vrtu a doplnili ho o nový profil.

Podľa toho vrt v intervale od 9,8 do 580,3 m prevŕtal zlínske vrstvy. Vrstvy v intervale 580,3 – 710 m petrografickým vývojom a hrúbkou zodpovedajú belovežským vrstvám. V hĺbke 710 – 1 105 m sú podľa opisu solánske vrstvy s pestrými bridlicami. Vrstvy v hĺbke 1 105 – 1 155,6 m zodpovedajú krosnianskym vrstvám. Plocha magurského nasunutia bola zastihnutá v hĺbke 1 105 m a dosahuje úklon 30°. Vo vrte sa okrem stôp ropy (660 – 680 m, 1 064 m) zistil aj zemný plyn a parafín. Ropné stopy sa vyskytujú len v pestrých bridliciach belovežského a solánskeho vývoja (Woldřich a Matějka, 1935).

K najstarším prieskumným prácam na Kysuciach patria prieskumné práce na overenie výskytu ropy v Turzovke, Staškove a vo Svrčinovci.

V širšom území s. od obce Turzovka boli už koncom minulého storočia zaregistrované výskyty ropy a plynu. Zmieňuje sa o nich viacero posudkov a správ, ktoré vo všeobecnej rovine opisujú geologické pomery: Zuber (1899, 1900), Posewitz (1907), Böckh (1914), Engler a Höfer (1909), Noth (1916), Jahn (1919), Schnabel (1919). Publikácia Kettnera (1921) obsahuje prehľad prác o lokalite a rozbory nafty publikoval Schulz (1921). Z ďalšieho množstva posudkov stoja za zmienku: Jahn a Schnabel (1922), Hynie (1924), Kodym a Hynie (1926), Kodym et al. (1930, 1931), Andrusov (1932), Čepek a Kodym (1934), Jahn (1933, 1934), Matějka a Čepek (1933) a Storm (1941).

Podrobnú charakteristiku a lokalizáciu všetkých vrtov s hĺbkou ropných výskytov v oblasti Turzovky (Predmier – Korňa) opisujú Matějka (1946) a Plička (1958b), z čoho vyberáme:

Vrt T I z r. 1900 dosiahol konečnú hĺbku 702,6 m. Do hĺbky 104 m prešiel *zlínskymi vrstvami*, potom *belovežskými vrstvami* (104 – 310 m) a *solánskymi vrstvami* (310 až 369,5 m). Pod prešmykovou plochou nasledovali opäť *zlínske* (369,55 – 480 m) a *belovežské vrstvy* (582 – 606,50 m) a nakoniec znovu *zlínske vrstvy*. Vo všetkých prevŕtaných súvrstviach (okrem *solánskych vrstiev*) sa zistili živičné indície. Ďalší vrt, T II, dosiahol konečnú hĺbku 310 m. Po prevŕtaní *zlínskych vrstiev* (115 m) prešiel do *belovežských vrstiev*, kde sa skončil. Pozorovali sa tu len chudobné ropné a plynové prejavy.

V roku 1920 sa realizoval vrt T III, ktorý dosiahol hĺbku len 214,7 m pre požiar vrtnej veže. Do hĺbky 132 m sa vyskytujú *zlínske vrstvy*, pod ktorými nasledovali *belovežské vrstvy*. Vyťažilo sa tu 55 q ropy.

V roku 1927 – 1928 sa práce obnovili vrtom T 1 na pravom brehu potoka Predmieranka v Predmieri, ktorý dosiahol konečnú hĺbku 452,65 m. Po prevŕtaní *zlínskych vrstiev* v hĺbke 160,4 m boli navŕtané *belovežské vrstvy*, v ktorých sa vrt skončil. Vyťažilo sa spolu 856,5 q nafty.

Ďalší vrt, T 2, bol v roku 1929 založený asi 100 m j. od vrtu Turzovka 1. Hĺbený bol do roku 1932 a dosiahol 968,40 m. Do hĺbky 180 m sa postupovalo v *zlínskych vrstvách* a potom do hĺbky 582,85 m nasledovali *belovežské vrstvy* (plocha hlavného prešmyku). Od tejto hĺbky až po pätu prešiel vrt *zlínskymi vrstvami*. Podľa Pličku (1958) nie je vylúčené, že v hĺbke okolo 453 m bola navŕtaná vrchná hranica *solánskych vrstiev*.

Matějka (1946) konštatuje, že ropa je viazaná na pukliny hornín *pestrého eocénu*. Matějka a Roth (1949) uvádzajú, že zistené indície ropy a plynu na lokalitách Turzovka a Staškov sa nachádzajú najmä v *solánskom súvrství*, sporadicky v pestrých *belovežských vrstvách* a ojedinele v „zlínskych vrstvách". Správa Matějku (1953) podáva prehľad piatich vrtov realizovaných v predmierskej antiklinále a dvoch vrtov z oblasti Staškova.

Okolím obce Staškov, kde sa robili vrtné práce na ropu, sa po geologickej stránke zaoberal Čepek (1931, 1938). Autor sa pridržiava staršieho členenia magurského flyšu. Za najstaršie stratigrafické členy považuje *ciężkovický pieskovec*, ktorý Pesl (1968) zatrieďuje do *pieskovcovo-zlepencových vrstiev solánskeho súvrstvia*. V nadloží sú vrstvy *pestrého eocénu* (= belovežské súvrstvie). Najmladším stratigrafickým členom sú *slienito-pieskovcové vrstvy* (zlínske vrstvy).

V roku 1932 pri južnom okraji tzv. predmierskeho antiklinálneho pásma (350 m z. od potoka Olešnianka) bol založený vrt S1, ktorý sa skončil v hĺbke 693,2 m v belovežských vrstvách (vrchné pestré vrstvy). Plynové prejavy boli v blízkosti prešmykovej plochy v hĺbke 290,6 m vnútri *belovežských vrstiev*. Solánske pieskovce boli navŕtané v hĺbke 563 – 622 m.

Vo vrte S2, ktorý bol situovaný 170 m jjv. od vrtu S1, sa nezistili žiadne prejavy ropy a plynu. Vrt bol založený v *zlínskych vrstvách* a v hĺbke 189 m prenikol do *belovežských vrstiev*.

V okolí obce Korňa sa v minulom období nachádzali viaceré miesta s naftovými výronmi, z ktorých sa zachoval len jeden – pri laze Hrinčákovci. Priehlbina na lúke (rozmer 2 × 3 m) je vyplnená vodou, na ktorej pláva povlak ropy.

Južne od Čadce v závere doliny asi 60 m jjz. od lazu Vojty sa v päťdesiatych rokoch pozorovali výrony sírovodíka a metánu (Plička, 1957). Plynové výrony sa prejavovali prebublávaním cez vodu viacerých studničiek. Ich zvýšená koncentrácia je viazaná na belovežské súvrstvie, ktoré autor (l. c.) pokladá za zlínske vrstvy. Výrony zemného plynu vysvetľuje tak, že plyn uniká v mieste, kde „zlínske vrstvy" tvoria antiklinálny priehyb, sú zvisle postavené a postihnuté priečnym poruchovým pásmom s.-j. smeru. To platí aj pre výrony sírovodíkových prameňov, ktoré sa pravdepodobne viažu na poruchové pásma s.-j. smeru.

Územie Kysúc spadá do záujmovej oblasti na sz. Slovensku, v rámci ktorej sa urobilo geologicko-geofyzikálne zhodnotenie hlbinných štruktúr a ich vlastností z hľadiska akumulácií prírodných uhľovodíkov (Koráb et al., 1991). Výsledkom štúdie bola schéma rozdelenia oblasti na tri bloky podľa odstupňovanej hĺbkovej

pozície autochtónneho podložia flyšových príkrovov. Ďalším výsledkom bolo stanovenie odhadovaných perspektívnych zdrojov uhľovodíkov pre Kysuce, Beskydy a Javorníky na 63 mil. t.

Na základe projektu predloženého Slovenským plynárenským priemyslom, š. p., v roku 1996 Ministerstvo životného prostredia SR rozhodlo o vyhĺbení vrtu Korňa 1 s projektovanou hĺbkou 1 500 m. Vrt bol situovaný pri laze Hrinčákovci (obec Korňa) asi 500 m v. od ropného prameňa. V septembri roku 1998 vrt zrealizovala Nafta, a. s., Gbely rotačnou súpravou DIR 7005 (nosnosť 49,5 tony). Skončila ho 3. 12. 1998 v hĺbke 1 293 m pre komplikované technické podmienky. Čerpacie skúšky vrtu sa vykonali v roku 1999 z hĺbky 550 – 605 m, kde sa zistil len slabý prítok plynu.

ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Celé územie Kysúc bolo pokryté gravimetrickým meraním zobrazeným na mape v mierke 1 : 100 000 (aj s odvodeninami) (Šutora et al., 1983). Z hľadiska tiažových polí sa územie nachádza na severnom svahu tzv. karpatského tiažového minima s priebehom siločiar v smere JZ – SV.

Tiažové merania v oblasti Turzovka – Čadca z roku 1955 interpretoval Menčík (1957). V jeho podaní je tu v dĺžke 20 km od východu na západ elevačná zóna, ktorá vrcholí jjv. od Turzovky. Hlboká geologická stavba pod Turzovkou je do veľkej miery ovplyvnená strižnou príkrovovou plochou.

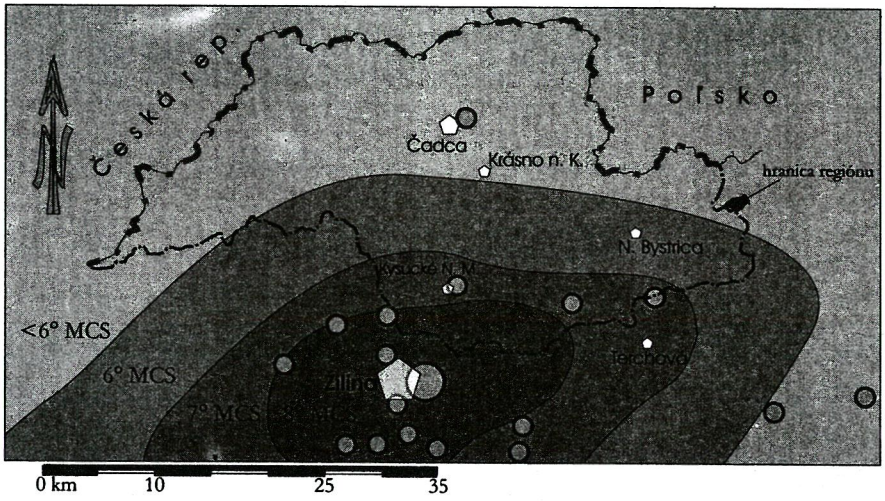
V západnej časti flyšového pásma na základe kvantitatívnej interpretácie 11 tiažových profilov boli vyčlenené 2 skupiny elevačných a depresných pásiem. Neboli však overené inými nezávislými metódami (Doležal, 1966; Dlabač a Menčík, 1964). Na základe schematickej mapy hustotných rozhraní v danej oblasti autori rozlíšili južnú skupinu pásiem označovanú ako polešovicko-rakovská priehlbeň a bzenecko-zákopčiansky chrbát. Roth (1965 – ex Menčík, 1969) začleňuje k tzv. kysuckému elevačnému priestoru makovsko-marikovskú eleváciu a axiálnu staškovsko-zákopčiansku depresiu s osou zhruba na línii Ochodnica – Zákopčie – Staškov. Hranicu medzi uvedenými megaštruktúrami po celej dĺžke tvorí línia Raková – Semeteš (Matějka a Roth, 1956). Menčík (1957) ju považoval za lokálnu flexúru, geneticky viazanú na vznik vrásovej (šupinovej) stavby račianskej jednotky.

Spomenutá elevačná zóna sa nápadne strmo končí na čiare Semeteš – Turzovka a jej pokračovanie je na j. svahu Girovej (Menčík, 1969).

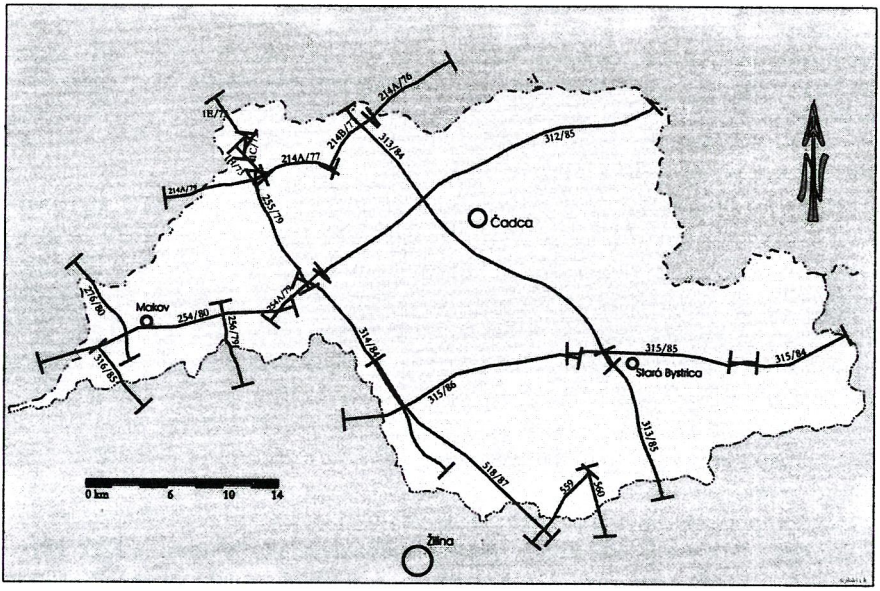
Seizmické profily zo začiatku sedemdesiatych rokov metódou SRB, ktoré križovali územie Kysúc, dokumentovali Cahelová et al. (1974, 1978). Tieto merania nemali dostatočnú kvalitu v hlbšej úrovni flyšových príkrovov pre veľký útlm energie a pre nevhodné parametre registračnej aparatúry. Ich význam však spočíval v overení povrchu autochtónneho podložia flyšových príkrovov.

Reflexné seizmické merania osemdesiatych rokov (Daněček et al., 1988) dosahovali už lepšiu kvalitu, no aj tak sa hlbšie partie flyšových komplexov dajú interpretovať iba s dávkou zmesi opatrnosti a fantázie. Horninové prostredie je vysoko anizotropné, tektonicky porušené a reflexné rozhrania sú viac-menej roztrhané. Rozhranie násunu magurského príkrovu sa na profile 315/84 – 86 nijako výrazne neprejavuje a je interpretované na úrovni 2 – 2,5 s (TWT). Zodpovedá to hĺbke cca 4,5 – 7 km. Relatívne výrazným reflexným horizontom je však interpretovaný povrch platformy na 4,5 s (TWT), t. j. v hĺbke okolo 11 km (Vozár et al., 1999).

Reflexný seizmický rez 312/85 (Daněček et al., 1988) cez Svrčinovec na Skalité a Sojkovú nadväzuje na profil 54/79 – 80. Jeho celý priebeh je vo vzťahu k hlavným sta-



Obr. 10 Maximálna intenzita a epicentrá zemetrasení v regióne Kysúc (podľa I. Broučka).



Obr. 11 Schéma priebehu seizmických profilov.

vebným štruktúram pozdĺžny. V migrovanom hĺbkovom reze sú na SV výrazné zväzky reflexov na úrovni cca –700 m a –2 500 m. Podľa križujúceho reflexného profilu 313/84 sú oba tieto reflexné útvary už v hĺbke pod magurským príkrovom, prípadne vyšší môže byť odrazom bázy magurského príkrovu.

Kysucké územie od SZ na JV križuje profil 313/84 – 85 vedený Bystrickou dolinou pri Zborove. Na profile sú zaznamenané nie príliš dobre korelovateľné kratšie reflexy s koncentráciou v úrovni cca 0,8 s, 1,2 s a 2,5 s (TWT) (zodpovedá hĺbke zhruba –1, –2 a –5 km). Profily 314/84 a 518/87 nadväzujú na staršie merania na SZ (obr. 11). Na základe týchto meraní boli zostrojené hĺbkové schémy plochy magurského násunu a povrchu autochtónneho podložia flyšových príkrovov (Daněček et al., 1988).

Sedimenty flyšových príkrovov zo širšej oblasti boli analyzované aj geofyzikálnymi a geochemickými metódami – vápnitosť sedimentov spracovali Pesl a Žůrková (1967), petrofyzikálne vlastnosti Ondra a Hanák (1992) a izotopy Adamová (1992, 1993). Tieto práce majú okrem všeobecného poznania aj význam z hľadiska štatistického spracovania a zaradenia do širších databáz.

V brodnianskom profile kysuckého bradla sa urobilo podrobné magnetostratigrafické meranie intervalu z rozhrania jury a kriedy (Houša et al., 1996; Krs et al., 1994). Pozícia tejto hranice bola stanovená s presnosťou na centimetre.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Charakteristika geologického vývoja kysuckého územia je zaťažená rôznorodosťou jednotiek zúčastnených na jeho stavbe. Každá z troch základných stavebných zón, ktoré dnes spolu susedia – sliezska jednotka, magurský príkrov a bradlové pásmo, mali v prvopočiatku odlišný priestor sedimentácie a vzniku. Pre bradlové pásmo ako polygenetickú štruktúru môžeme definovať postupne tieto etapy:

1. založenie sedimentačného priestoru (trias – najstaršia jura),
2. sedimentácia v členitom bazéne (jura – staršia krieda),
3. tektonická transformácia bazénu v kompresnom režime (mladšia krieda) a paleogénna sedimentácia,
4. finálne neogénne stlačenie a tvorba bradlového tektonického štýlu (egenburg – báden – sarmat).

O prvej etape toho veľa nevieme a jej charakter skôr len dedukujeme (pozri diskusiu napr. Potfaj, 1998). Bradlové jednotky a sekvencie, ako ich členíme dnes, ešte v mezozoiku neboli diferencované. Triasová etapa je spojená so vznikom sedimentačného priestoru s plytkovodnými sedimentmi. Z hľadiska terminológie je označenie bradlový priestor neprimerané. Skôr by sme mohli hovoriť o terénoch, z ktorých povstalo neskoršie bradlové pásmo.

Počas druhej, jursko-spodnokriedovej etapy sa naplnil litostratigrafický stĺpec základných bradlových jednotiek (na kysuckom území zachovaný jediný vrstvový sled – kysucký). V tomto období sa sedimentačný priestor členil a prebiehala v ňom prevažne karbonátová sedimentácia. V subsidujúcich zónach sa usadili sedimenty hlbokovodných fácií (kysucko-pieninské sekvencie). Naproti tomu, vyvýšené, prahové oblasti sa vyznačujú plytkovodnými (čorštynskými) faciálnymi vývojmi. Prvé sú charakterizované pelitickými fáciami a fáciami podobnými flyšu v jurskom období, tie druhé zasa bioklastickými karbonátovými sedimentmi prevažne krinoidových vápencov. Počas jury a staršej kriedy bol však priestor kompaktný a bol napojený na systém Tétys.

V tretej etape došlo k zmenám v konfigurácii pôvodných sedimentačných oblastí a súčasne aj ku globálnym posunom pri drifte afrického kontinentu. Obdobie od strednej kriedy po oligocén môžeme nazvať „kordilierovým štádiom". V bradlovom priestore pozdĺž jeho južného okraja od albu existoval aktívny prah s akrečným komplexom lemovaný vencom rifov. Táto tektonicky aktívna zóna dodávala klastický materiál do bazénu obostierajúceho kordilieru zo severu. Sedimentačný priestor budúceho bradlového pásma mal vysokú mobilitu a postupne sa zužoval. Takáto situácia pravdepodobne panovala počas celej mladšej kriedy a pretrvala až do eocénu.

Až štvrtá, neogénna etapa podmienila vznik bradlového pásma v jeho dnešnej podobe. Väčšina pôvodných sedimentov detašovaných od svojho materského priestoru bola navyše potrhaná a v zóne bočného strihu prevrásnená s okolitými jednotkami (klapská „z juhu", ale aj magurská z externej strany). Tento proces sa udial v období od oligocénu prakticky až po recent, a to v nasledujúcich krokoch: kompresia – transtenzia – extenzia s postupnou reorientáciou (dextrálnou rotáciou) napäťového poľa.

Sedimentárny záznam v bradlovom priestore sa končí v strednom eocéne, no máme na pamäti výskyty ranomiocénnych sedimentov v okolí N. Targu (Cieszkowski, 1992) a Kamenice nad Cirochou (Žec et al., 1997), ktoré sú ešte zvrásnené. Už sarmatské vulkanity prekrývajú bradlové štruktúry na východnom Slovensku (Vihorlat) a na Ukrajine (Gutin) a sedimenty Oravskej panvy (sarmat?) ležia s uhlovou diskordanciou na bradlovom pásme. Takto na vznik bradlového pásma – jeho dnešnej štruktúrnej stavby – zostalo vymedzených len okolo 8 – 11 mil. rokov od egenburgu do bádenu.

Vývoj magurského priestoru môžeme sledovať od albu. Skoršie sedimenty nie sú zachované (na rozdiel od sliezskych vrstvových sledov, v ktorých sú zachované aj jurské sedimenty). Už prvé dochované sedimenty (mimo regiónu) majú hlbokomorský charakter (batyál) s depozíciou pod úrovňou kompenzačnej hladiny karbonátov (CCD) (Oszczypko, 1992; Uchman, 1998; Malata, 2000).

Magurský sedimentačný žľab sa postupne zapĺňal viac-menej flyšovými sekvenciami (solánske, belovežské a zlínske súvrstvie) s pestrou paletou ich faciálnych modifikácií. Formovali sa v závislosti od pozície v bazéne a od tvarov depozičných vejárov (napr. Oszczypko, 1999).

Pri deformovaní plochy magurského nasunutia dochádzalo aj k spätným pohybom (prešmyky a presuny) cez blok vnútorných Karpát spojeným s bočnými posunmi (Potfaj et al., 1991; Potfaj, 1996).

Postupnosť tektonických procesov mohla prebiehať v takomto poradí: 1. Presun magurského príkrovu a jeho interné zošupinatenie, takmer súčasne možno predpokladať aj laterálny posun príkrovu ako celku (2). V „južnejšej" oblasti prebiehala „tektonizácia" bradlového priestoru a jeho laterálny sinistrálny posun do dnešnej pozície. Vekove mohli oba akty prebiehať už počas sedimentácie zlínskeho súvrstvia, teda v mladšom eocéne. Nasledovala „rabotáž" oravskomagurskej jednotky a kompenzačné pohyby v blízkosti kontaktu bradlového a flyšového pásma (3). Táto fáza mohla prebiehať po usadení mladých, ranooligocénnych súvrství magury. Na datovanie ďalších procesov nemáme dostatok podkladov ani zo širšieho územia.

Nedostatok oligocénnych a mladších sedimentov nedovoľuje odlíšiť účinky pyrenejského a sávskeho vrásnenia. Mladšie, miocénne vrásnenie sa všeobecne priraďuje k štajerskej fáze (Roth, 1966, 1979). Deformácie spojené s týmto vrásnením môžeme spájať s celkovým stlačením magurského príkrovu medzi blokom vnútorných Karpát a rampou severoeurópskej platformy na vonkajšej strane.

Sliezsky príkrov bol do priestoru Moravsko-sliezskych Beskýd presunutý v miocéne, a to v dvoch fázach (Menčík et al., 1983): 1. v staroštajerskej (karpat – starší báden), 2. v mladoštajerskej, pred mladším bádenom.

Predmladoštajerské prejavy vrásnenia sliezskej jednotky sú zachované aj v čiastkovom (mladoštajerskom) godulskom príkrove (Menčík, 1979). Jeho štruktúrne jadro reprezentuje prevažne monoklinálne uložené godulské súvrstvie, v obmedzenom rozsahu porušené diagonálnymi prešmykmi a vrásami jz.-sv. smeru (Roth, 1979).

Až keď sa začala formovať riečna sieť, vytvoril sa na Kysuci systém terás, kompatibilný s už známym vážskym systémom (Mazúr, 1963). Z toho možno usudzovať na jednotný vývoj územia v kvartéri.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Podľa hydrogeologickej rajonizácie Slovenska (Šuba et al., 1984) celý región povodia Kysuce predstavuje hydrogeologický rajón PQ-028 – Paleogén povodia Kysuce. Je rozčlenený na dva čiastkové rajóny, a to VH-10, *čiastkový rajón kvartéru,* a VH-20, *čiastkový rajón paleogénu.*

V území môžeme rozlíšiť dva typy základných hydrogeologických štruktúrnych jednotiek s odlišnými hydrogeologickými podmienkami tvorby, obehu a režimu podzemnej vody:

a) hydrogeologické masívy tvorené komplexmi spevnených hornín bez významnejších súvislých hydrogeologických kolektorov vrstvového typu s obehom podzemnej vody prevažne v pripovrchovej zóne a v pásmach puklinového porušenia. Patria sem sedimenty mezozoika bradlového pásma a flyšové paleogénne a vrchnokriedové sedimenty.

b) hydrogeologické panvy s výskytom významných, priestorovo súvislých hydrogeologických kolektorov vrstvového typu. Zaraďujeme sem fluviálne sedimenty kvartéru.

Vzhľadom na geologickú stavbu územia rozoznávame tri základné oblasti s odlišnými hydrogeologickými podmienkami: oblasť flyšového pásma, oblasť bradlového pásma a zónu kvartérnych sedimentov.

Hydrogeologická charakteristika bradlového pásma

V bradlovom pásme sú z hľadiska hydraulických vlastností dve základné skupiny hornín: kolektory (vápence a pevné litosómy, napr. rádiolarity) a izolátory (pelitické a flyšové súvrstvia). Rozpukané rozličné druhy vápencov, pieskovcov a zlepencov sú uložené uprostred málo priepustných až nepriepustných slieňov, slieňovcov, ílovcov a bridlíc, ktoré znemožňujú rozsiahlejšiu cirkuláciu podzemných vôd (lalinocké, koňhorské a nadposidóniové vrstvy a pod.). Pre tektonické rozkúskovanie a prevrátenie vyšších súvrství na juh je prostredie bradlového pásma ako celok hydraulicky značne nehomogénne.

Z hľadiska hydrogeologickej funkcie vápencové komplexy a zlepencové a pieskovcové vrstvy fungujú ako kolektory s puklinovou priepustnosťou, pričom pri ostatných horninách je významná hydrogeologická funkcia pripovrchovej zóny.

Absencia vrtov v bradlovom pásme neumožňuje exaktnejšie charakterizovať jeho hydraulické vlastnosti. Na základe vrtov zo susedných území možno analogicky charakterizovať iba súvrstvia pieskovcov, slieňovcov a slienitých bridlíc v pripovrchovej zóne ako slabo priepustné (trieda IV), ako kolektor s veľmi níz-

kou prietočnosťou (trieda V). Karbonátové komplexy možno na základe analógie zaradiť do III. a IV. triedy priepustnosti (mierne až dosť priepustné) (Zakovič et al., 1990).

Obeh podzemných vôd je viazaný predovšetkým na jurské a kriedové vápence, v obmedzenej miere aj na rádiolarity, pieskovce a zlepence. Tieto komplexy hornín sú silne tektonicky porušené a vcelku sú chudobné na podzemné vody pre ich malé priestorové rozšírenie, malú infiltračnú plochu bradiel a uloženie v nepriepustnom obale. Pramene vyvierajú na styku s nepriepustnými vrstvami. Kysucké bradlo medzi kótami Rochovica a Ľadonhora ako strmo upadajúce teleso je z hľadiska zvodnenia pomerne najpriaznivejšie. Nachádzajú sa tam aj najvýdatnejšie pramene oblasti. Mnohé z nich sa využívajú na zásobovanie obyvateľstva, napr. pramene vo Vraňom, pod Rochovicou, v obci Oškerda, v Lopušných Pažitiach, v Dolnom a v Hornom Vadičove. Ich výdatnosť sa pohybuje prevažne od 0,1 do1,5 $l \cdot s^{-1}$. Vyššiu výdatnosť dosahujú sústavne pozorované pramene Požeha, Ľadonhora, Pod briezkami, Veľhora a Kubaščíkovci s priemernou výdatnosťou od 1,12 do 7,10 $l \cdot s^{-1}$ (tab. 5).

Zvýšená výdatnosť prameňov je zrejme podmienená drenážnym účinkom zlomov, ktoré odvádzajú podzemné vody z rozsiahlejšieho areálu horninového komplexu pokrytého vrstvou sutín a podmieňujú ich vystupovanie na povrch. Rozkolísanosť výdatnosti prameňov – od 0,41 do 50,0 $l \cdot s^{-1}$ – je spôsobená plytkým obehom vôd a priamym vplyvom infiltrovaných zrážok do sutinového pokryvu. Prevažne sa však výdatnosť týchto kolektorov pohybuje do 1,0 $l \cdot s^{-1}$. Z pieskovcov, slieňovcov, slieňov a pieskovcov sférosideritových a snežnických vrstiev v oblasti v. od Horného Vadičova, ale najmä v oblasti medzi Snežnicou, Zádubním a Zástraním, vyviera celý rad sutinovo-puklinových prameňov s výdatnosťou od 0,1 do 0,5 $l \cdot s^{-1}$. Výdatnosť prameňov z ostatných hornín bradlových štruktúr je najviacej do 0,1 $l \cdot s^{-1}$.

Podzemné vody mezozoických komplexov bradlového pásma chemicky patria ku karbonátogénnym vodám typu Ca–HCO_3, resp. Ca–Mg–HCO_3 s mineralizáciou od 316,0 do 599,0 mg $\cdot l^{-1}$.

Hydrogeologická charakteristika flyšových sedimentov

Hydraulické vlastnosti flyšových komplexov na Kysuciach sú výrazne anizotropné. Anizotropia vyplýva z primárneho vrstvovitého charakteru flyšových súvrství, keď kolmo na vrtsvy je priepustnosť minimalizovaná. Výnimku tvoria súvrstvia s vysokým zastúpením pieskovcov a bez ílovcových prevrstvení (najmä istebnianske a kýčerské súvrstvie, ale aj ciezkowické, prípadne pasierbiecke pieskovce). Druhým faktorom spôsobujúcim anizotropiu je spôsob uloženia vrstvových celkov – v pomerne plocho uloženom zlínskom súvrství v severnejších územiach možno očakávať vo vertikálnom smere nižšiu priepustnosť než v strmšie uložených južnejších štruktúrach. K lepšej priepustnosti prispieva aj tektonické porušenie, najmä v hrubých pelitoch bystrických vrstiev.

Tab. 5 Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov (podľa SHMÚ a SeVAK, š. p., Žilina).

Číslo SHMÚ	Názov prameňa – Lokalita	Horninové prostredie	Obdobie pozorovania	Výdatnosť l . s^{-1}			Poznámka
				min.	priem.	max.	
1	2	3	4	5	6	7	8
756	Jančíkovci – Klokočov	istebnianske súvrstvie, PG	1972 – 1973	0,12	1,13	10,00	
757	Šimčiskovci – Čadca	vsetínske vrstvy, PG	1973 – 1996	1,04	5,44	51,70	
758	Tichá 1 – Oščadnica	kýčerské vrstvy, PG	1957 – 1967	0,69	–	6,57	zachytený
759	Tichá 2 – Oščadnica	kýčerské vrstvy, PG	1957 – 1967	1,29	–	64,70	zachytený
761	Pod jamkami – Klubina	kýčerské vrstvy, PG	1994 – 1996	6,62	15,20	6,57	zachytený
762	Tmavá č. 3 – Klubina	kýčerské vrstvy, PG	1958 – 1967	1,20	–	8,76	zachytený
763	Tmavá č. 5 – Klubina	kýčerské vrstvy, PG	1994 – 1995	0,89	1,60	3,29	zachytený
764	Úplaz – Klubina	kýčerské vrstvy, PG	1958 – 1967	1,00	–	12,00	zachytený
735	Za Medvedím – Nová Bystrica	oščadnické vrstvy, PG	1995 – 1998	0,00	2,79	26,10	
731	Požeha – Horný Vadičov	vápence s rohovcami, pieninské súvrstvie, K_1	1988 – 1998	1,47	7,10	20,80	zachytený
767	Pod briezkami – Dolný Vadičov	pieskovce, snežnické vrstvy, K_3	1988 – 1998	0,41	3,15	50,00	zachytený
760	Veľhora – Kubíková	zlepence, pieskovce, K_2	1975 – 1998	0,32	1,55	4,48	
–	Ľadonhora – Horný Vadičov	pieskovce, posidóniové vrstvy, J_2	1972 – 1973	0,44	1,12	7,63	
–	Kubaščíkovci – Horný Vadičov	pieskovce, snežnické vrstvy, K_3	1972 – 1973	0,50	1,57	11,80	zachytený

Litologický charakter flyšových jednotiek nevytvára zvlášť priaznivé podmienky na väčšiu akumuláciu a obeh podzemných vôd. Z tohto pohľadu je významnejšie iba pásmo pripovrchového rozvoľnenia hornín spolu so zvetraninovým plášťom. V tejto zóne je výrazne vyššia priepustnosť ako v hlbších častiach. Pripovrchová zóna rozvoľnenia prebieha spravidla konformne s povrchom terénu a v našich podmienkach zasahuje prevažne do hĺbky okolo 20 – 40 m. Priemerná priepustnosť sa postupne nerovnomerne znižuje až do hĺbky zhruba okolo 80 až 100 m.

Hodnoty priemernej priepustnosti magurského flyšu odhadujú Zakovič et al. (1990) na $k = n \cdot 10^{-6}$ m . s^{-1} pre psamity solánskeho súvrstvia a $k = n \cdot 10^{-5}$ m . s^{-1} pre vsetínske vrstvy. V sliezskej jednotke sa tieto parametre pohybujú v tom istom rozmedzí. Vyššia priepustnosť je však v pripovrchovej zóne zvetrávania (cca 35 – 90 m pod povrchom), kde najvyššie hodnoty dosahujú $5{,}6 \cdot 10^{-5}$ m . s^{-1}.

Na základe hydraulických parametrov pripovrchového pásma rozvoľnenia flyšových sedimentov môžeme v území vyčleniť tri hydrogeologicky odlišné komplexy hornín:

a) súvrstvia v pieskovcovom vývoji – predstavujú kolektory podzemných vôd,

b) súvrstvia v pieskovcovo-ílovcovom vývoji (pieskovce v prevahe) klasifikujeme ako poloizolátory podzemných vôd,

c) súvrstvia v ílovcovom a ílovcovo-pieskovcovom vývoji (ílovce v prevahe) tvoria poloizolátory až izolátory podzemných vôd.

K súvrstviam v pieskovcovom vývoji (a) zaraďujeme istebnianske súvrstvie sliezskeho príkrovu, solánske súvrstvie račianskej jednotky, pasierbiecke pieskovce zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky a magurské pieskovce oravskomagurskej jednotky.

Charakteristiku hydraulických vlastností pripovrchovej zóny hornín paleogénu z oblasti Kysúc a susedného územia podáva Jetel (1994). Podľa neho sú priepustnosť a zvodnenie pieskovcových komplexov značne premenlivé. Dokumentujú to údaje koeficientu filtrácie (k) v rozpätí $4 \cdot 10^{-5}$ až $3 \cdot 10^{-7}$ m . s^{-1}, v priemere $3{,}7 - 4{,}1 \cdot 10^{-6}$ m . s^{-1} (tab. 6). V zmysle osemtriednej klasifikácie J. Jetela je to priepustnosť dosť slabá (trieda V). Koeficient prietočnosti (T) je v rozpätí $6 \cdot 10^{-4}$ až $5 \cdot 10^{-6}$ m^2 . s^{-1}, v priemere $5{,}9 - 7{,}4 \cdot 10^{-5}$ m^2 . s^{-1} (tab. 2), čo v zmysle šesťtriednej klasifikácie Krásneho zodpovedá horninovému prostrediu s nízkou prietočnosťou (trieda IV).

Územia budované pieskovcovými súvrstviami sú charakterizované plytkým obehom podzemných vôd viazaným na pásmo pripovrchového rozvoľnenia hornín spolu so zvetraninovým plášťom, ako aj na tektonické porušenie horninového masívu nad eróznou bázou. Väčšina infiltrovaných zrážkových vôd odteká viac-menej konformne s povrchom terénu plytko pod povrchom a je odvodňovaná množstvom sutinových, vrstvových a puklinovo-vrstvových prameňov alebo pozvoľnými prítokmi do povrchových tokov. Sutinové pramene, ktoré zvyčajne v suchom období vysychajú, majú výdatnosť do $0{,}25$ l . s^{-1}. Pramene odvodňujúce rozsiahlejšie pásmo rozvoľnenia hornín bývajú stabilnejšie, dosahujú aj väčšiu výdatnosť, $0{,}2 - 1{,}5$ l . s^{-1}.

Takéto pramene vyvierajú napr. z istebnianskych vrstiev v širšom okolí Vrchpredmiera a v oblasti Klokočova, Trojačky a Vreščovky (Skalité). Z tohto komplexu hornín bol sústavne pozorovaný iba prameň Jančíkovci v Klokočove s výdatnosťou 0,12 – 10,0 l . s^{-1}, viazaný na istebnianske súvrstvie (tab. 1).

Časť infiltrovaných vôd zostupuje do relatívne väčšej hĺbky a podieľa sa na hlbšom obehu podzemných vôd v pásme tektonického porušenia hornín, ktoré zasahuje až pod eróznu bázu. Odvodňované sú buď skrytými prestupmi do fluviálnych sedimentov povrchových tokov, alebo prameňmi na okraji pieskovcového komplexu na styku s ílovcovou litofáciou. Časť vôd môže byť drénovaná povrchovými tokmi v miestach, kde tieto toky prerezávajú pieskovcové súvrstvie. Dokumentujú to výsledky hydrometrovania povrchových tokov. Skryté prestupy sa zistili do potokov Trstená, Kelčov, Kornianka, Predmieranka a Rieka. Pohybovali sa od 7,2 do 17,3 l . s^{-1} pri prietokoch tokov rádovo iba desiatky l . s^{-1}.

Kvantitatívnu charakteristku pieskovcového súvrstvia poskytujú poznatky z vyčleňovania podzemného odtoku z povodia Predmieranky a Hlavice za roky 1980 – 1985. Merný odtok podzemných vôd hodnotený ako Q (330) sa v tomto komplexe pohybuje od 3,1 do 4,2 s^{-1} . km^2. Podľa osemstupňovej klasifikácie Krásneho to zodpovedá zvýšenému odtoku podzemnej vody (stupeň V).

Do komplexu súvrství v pieskovcovo-ílovcovom vývoji (b), ktorý zaberá podstatnú časť územia budovaného flyšovými sedimentmi, začleňujeme krosnianske súvrstvie sliezskeho príkrovu, z magurského príkrovu zlínske súvrstvie, kýčerské vrstvy, vsetínske vrstvy, oščadnické vrstvy, vychylovské a belovežské súvrstvie račianskej jednotky, bystrické vrstvy, vychylovské a belovežské súvrstvie bystrickej jednotky a malcovské a raciborské súvrstvie oravskomagurskej jednotky. Oproti prvému komplexu tento súbor sedimentov sa vyznačuje rytmickým striedaním pieskovcov a ílovcov, resp. prevahou pieskovcov v niektorých častiach, čiže kolektorských hornín s izolátormi, ktoré obmedzujú cirkuláciu podzemných vôd v komplexe. Zvodnenie je viazané na zóny povrchového rozvoľnenia a pukliny tektonického pôvodu. Podobne ako v pieskovcovom komplexe, aj v tomto súbore sú značné rozdiely v priepustnosti a zvodnení, podmienené stupňom porušenia a petrofyzikálnou anizotropiou. Významná je funkcia ílovcov ako izolátora. Ich prítomnosť v zóne zvetrávania a rozvoľnenia znižuje priepustnosť a zvodnenie celého súvrstvia. Dokumentujú to poznatky o hydraulických vlastnostiach tohto súboru hornín (tab. 2).

Koeficient filtrácie (k) sa pohybuje od 3 . 10^{-4} do 8 . 10^{-8} m . s^{-1}. To ich charakterizuje ako súvrstvie s miernou až dosť slabou priepustnosťou (trieda IV – V). Koeficient prietočnosti sa pohybuje od 1 . 10^{-3} do 2 . $10^{-6}m^2$. s^{-1}, čo zodpovedá strednej a nízkej prietočnosti (trieda III – IV). Vyššie hodnoty vykazuje iba krosnianske súvrstvie. Z neho máme na vyhodnotenie k dispozícii údaje iba zo 4 vrtov, ktoré sa zrejme realizovali v miestach s priaznivejšími geologickými podmienkami (silne porušené pieskovce).

Tab. 6 Hydraulické parametre z vrtov v sedimentoch paleogénu (Jetel, 1994).

Tektonická jednotka		Litofaciálna jednotka	Počet vrtov	Koeficient filtrácie – k (m . s^{-1})				Koeficient prietočnosti – T (m^2. s^{-1})			
				min.	max.	priem.	trieda priepustnosti	min.	max.	priem.	trieda prietočnosti
sliezsky príkrov		istebnianske súvrstvie	5	3.10^{-7}	4.10^{-5}	4.10^{-6}	dosť slabá (V)	1.10^{-5}	$1,6.10^{-3}$	$7,4.10^{-5}$	nízka (IV)
		podmenilitové súvrstvie	5	3.10^{-7}	6.10^{-5}	$6,9.10^{-6}$	dosť slabá (V)	7.10^{-6}	4.10^{-4}	$7,2.10^{-5}$	nízka (IV)
		krosnianske súvrstvie	4	4.10^{-6}	4.10^{-5}	$1,7.10^{-5}$	mierna (IV)	4.10^{-5}	6.10^{-4}	$1,6.10^{-4}$	stredná (IV)
magurský príkrov	račianska jednotka	solánske súvrstvie	19	4.10^{-7}	2.10^{-5}	$3,7.10^{-6}$	dosť slabá (V)	5.10^{-6}	6.10^{-4}	$5,9.10^{-5}$	nízka (IV)
		vsetínske vrstvy	35	3.10^{-7}	8.10^{-5}	$5,4.10^{-6}$	dosť slabá (V)	3.10^{-6}	8.10^{-4}	$7,8.10^{-5}$	nízka (IV)
		kýčerské vrstvy	4	$1,3.10^{-6}$	4.10^{-5}	$1,2.10^{-5}$	mierna až dosť slabá (IV – V)	$1,1.10^{-5}$	2.10^{-4}	$6,8.10^{-5}$	nízka (IV)
	bystrická jednotka	bystrické vrstvy	13	8.10^{-8}	3.10^{-4}	$4,4.10^{-6}$	dosť slabá (V)	2.10^{-5}	1.10^{-5}	$6,5.10^{-5}$	nízka (IV)

Pieskovcovo-ílovcový komplex odvodňujú sutinové pramene po celom území s výdatnosťou prevažne do 0,1 l . s^{-1} a puklinové a vrstvové pramene s výdatnosťou prevažne 0,1 – 0,4 l . s^{-1}. Niektoré pramene s výdatnosťou 0,1 – 0,75 l . s^{-1}, ojedinele aj nad 1,0 l . s^{-1}, využívajú obyvatelia na individuálne zásobovanie. Pramene v oblasti Oščadnice (na Magure a Čierťaži) dosahujú výdatnosť 1,0 až 15,0 l . s^{-1}, v Novej a Starej Bystrici a Vychylovke 0,6 – 3,0 l . s^{-1}, v oblasti Riečnice, v Povine a v Čadečke do 6,0 l . s^{-1}.

Najbohatšia pramenná oblasť územia je horný úsek Klubinskej doliny, kde SHMÚ sústavne pozoroval 4 pramene, a južné svahy Kykuly (Oščadnica – Tichá), kde boli pozorované dva pramene. Ich výdatnosť sa pohybovala od 0,69 do 64,7 l . s^{-1} (tab. 1). Sústredenie prameňov je tu zrejme podmienené pomerne dobrou puklinovou priepustnosťou kýčerských pieskovcov a pravdepodobne aj drenážnym účinkom zlomov, na ktoré sú viazané vývery podzemnej vody. Vplýva naň aj úklon pieskovcových vrstiev s lokálnym systémom vrstvových dutín vzniknutých zosúvaním jednotlivých lavíc pieskovcov po vrstvových plochách. Vytvorili sa tak priaznivé podmienky na infiltráciu zrážkových vôd v rozsiahlom chrbte pieskovcového masívu Veľkej Rače a Kykuly. Veľkú výdatnosť majú aj pramene zo vsetínskych vrstiev na samote Šimčiskovci (Čadca) – priemerne 5,4 l . s^{-1} – a z pieskovcov oščadnických vrstiev v Novej Bystrici s priemernou výdatnosťou 2,7 l . s^{-1} (tab. 1). Väčšina týchto prameňov je zachytená a využívajú sa na zásobovanie vodou.

Okrem prameňov pieskovcovo-ílovcový komplex odvodňujú aj skryté priestupy podzemnej vody do povrchových tokov Kysuce, Trstenej, Rakovej, Milošovského potoka, Rieky, Ochodničanky a do Rudinského potoka. Veľkosť prítokov sa tam pohybovala od 5,0 do 26,6 l . s^{-1} pri prietokoch povrchových tokov iba desiatky l . s^{-1}.

Objektívnejšiu informáciu o zvodnení pieskovcovo-ílovcového komplexu poskytujú údaje o mernom odtoku podzemných vôd. Na základe vyčlenenia podzemného odtoku metódou Q (330) za roky 1996 – 1999 z 3 povodí je priemerný merný odtok podzemných vôd 2,0 – 2,4 l . s^{-1} . km^{-2}. Zodpovedá to strednému stupňu podzemného odtoku (stupeň IV).

K súvrstviam v ílovcovom, resp. ílovcovo-pieskovcovom vývoji (c) zaraďujeme najmä podmenilitové a menilitové súvrstvie sliezskeho príkrovu, ako aj rôznofarebné ílovce s polohami pieskovcov v račianskej a bystrickej jednotke. Predstavujú hydrogeologický izolátor, sčasti poloizolátor, pri ktorom sa neuplatňujú účinky trieštivej tektoniky. Pri porušení uzatvárajú vlastné pukliny, ale čiastočne aj pukliny v okolitom horninovom komplexe. Priepustnosť a zvodnenie sú tu nízke. Tieto súvrstvia plnia funkciu hydrogeologického izolátora, ktorý usmerňuje alebo obmedzuje cirkuláciu a obeh podzemných vôd v tektonických štruktúrach. Obeh podzemných vôd je viazaný najmä na zvetraninový plášť. Preto tu vyvierajú prevažne sutinové pramene s výdatnosťou pod 0,1 l . s^{-1}, ktoré

v období sucha vysychajú. Analogicky možno odhadnúť, že priemerný odtok podzemných vôd z nich je pod 1,5 l . s^{-1} . km^{-2}, čo je veľmi nízky až nepatrný stupeň (stupeň I – II).

Podzemné vody paleogénnych sedimentov chemicky patria väčšinou ku kalciovo-hydrogénuhličitanovému typu s mineralizáciou 141,0 – 545,0 mg . l^{-1}. V prípadoch, keď je výdatnosť prameňov viac ovplyvnená vodami zo sutín, ich mineralizácia je veľmi nízka, iba 47,0 – 108,0 mg . l^{-1}.

Hydrogeologická charakteristika kvartérnych sedimentov

Z hľadiska akumulácie podzemných vôd v regióne Kysúc sú kvartérne sedimenty najvýznamnejšie.

Z celej škály genetických typov najväčšie priestorové rozšírenie majú eluviálno-deluviálne sedimenty. Sú to prevažne hlinité a kamenito-hlinité sutiny a svahoviny. Pre ich slabú priepustnosť a morfologickú pozíciu sú z hľadiska väčšieho zvodnenia nevýznamné.

Menšie plošné rozšírenie majú proluviálne sedimenty. Tvoria ich prevažne hlinité štrky s úlomkami hornín vo forme náplavových kužeľov, ktoré sú slabo priepustné a z hľadiska zvodnenia bezvýznamné. Predstavujú však drény pre podzemné vody z priľahlých svahov dolín Kysuce, Bystrice a bočných prítokov. Z nich prestupujú do fluviálnych sedimentov poriečnych nív.

Významným kolektorom podzemných vôd v území sú fluviálne sedimenty vypĺňajúce dná dolín hlavných tokov a ich väčších prítokov. Najvýznamnejšie z nich sú mladopleistocénne a holocénne fluviálne sedimenty Kysuce. Hrúbka piesčitých štrkov dnovej akumulácie od Makova po ústie do Váhu sa pohybuje od 3,30 do 10,50 m. Na základe poznatkov z vyhodnotenia množstva hydrogeologických vrtov, kde bola výdatnosť od 0,02 do 37,6 l . s^{-1} (Hanzel et al., 1984), možno fluviálne sedimenty dnovej výplne rozdeliť na 5 úsekov. Vyznačujú sa rôznou intenzitou zvodnenia.

V horných úsekoch od Makova po Podvysokú je koeficient filtrácie fluviálnych sedimentov od 1,16 . 10^{-3} do 1,63 . 10^{-6} m . s^{-1}. Sú to sedimenty mierne priepustné až dosť silno priepustné (trieda III – IV). Koeficient prietočnosti (T) je od 3,63 . 10^{-3} do 2,11 . 10^{-6} m^2 . s^{-1}, čo zodpovedá strednej triede prietočnosti (trieda III). Merná výdatnosť vrtov sa pohybuje od 0,002 do 3,6 l . s^{-1} . m^{-1} (tab. 3).

Priaznivejšie sú hydrogeologické podmienky v strednej a dolnej časti doliny Kysuce, kde boli vyčlenené tri úseky. V tejto časti sú piesčité štrky vysoko zvodnené. Merná výdatnosť vrtov sa pohybuje od 0,04 do 35,0 l . s^{-1}. Koeficient filtrácie je od 4,4 . 10^{-2} do 1,2 . 10^{-5} m . s^{-1}. Zodpovedá to prevažne silno priepustným sedimentom (trieda III). Koeficient prietočnosti (T) je v rozmedzí od 9,47 . 10^{-3} do 3,17 . 10^{-5} m^2 . s^{-1}, teda ide o sedimenty s vysokou triedou prietočnosti (trieda II).

Vysoké zvodnenie sa preukázalo aj v prípade fluviálnych sedimentov riečky Bystrica medzi Novou Bystricou a Zborovom nad Bystricou a v riečke Čierňanka

v úseku Svrčinovec – Čadca. Merná výdatnosť vrtov sa tam pohybovala v priemere od 1,3 do 2,0 $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ (tab. 7).

Z hľadiska zvodnenia si zasluhujú pozornosť aj fluviálne sedimenty Kornianky, Predmieranky, Olešnianky, Oščadnice a Vadičovského potoka. Ich koeficient filtrácie je od $6{,}11 \cdot 10^{-4}$ do $4{,}45 \cdot 10^{-6}$ $m \cdot s^{-1}$ (tab. 3). Zodpovedá to dosť slabo priepustným až dosť silno priepustným sedimentom (trieda V až III). Najmenej priaznivé sú hydrogeologické podmienky fluviálnych sedimentov potoka Neslušanka. Vo vrtoch sa tam zaznamenala veľmi nízka merná výdatnosť – v priemere iba 0,02 $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$. Tomu zodpovedá aj nízky koeficient prietočnosti, v priemere $2{,}19 \cdot 10^{-5}$ $m^2 \cdot s^{-1}$ (trieda prietočnosti V).

Podzemné vody fluviálnych sedimentov Kysuce sú dotované jednak vodami pritekajúcimi z priľahlých svahov budovaných flyšovými sedimentmi paleogénu, ktoré Kysuca v niektorých úsekoch drénuje, jednak vodami z povrchového toku Kysuce. Vplyv povrchového toku Kysuce sa prejavuje najmä v čase vyšších a stredných stavov vody, keď sú podzemné vody fluviálnych sedimentov v priamej hydraulickej súvislosti s Kysucou. Kolmatácia dna rieky Kysuce spôsobuje, že v niektorých úsekoch pri nízkych prietokoch podzemné vody a povrchové vody Kysuce vzájomne nesúvisia. Vtedy sa podzemné vody dopĺňajú iba vodami z okolitých flyšových sedimentov, cez ktoré sa rieky prerezávajú.

Podľa pozorovania SHMÚ sa rozkyv hladiny podzemných vôd vo fluviálnych sedimentoch Kysuce pohybuje od 2,10 do 4,34 m, v rieke Bystrica od 1,13 do 2,72 m a v Čierňanke od 1,17 do 1,96 m.

Chemizmus podzemných vôd fluviálnych sedimentov vykazuje veľké lokálne zmeny na pomerne malé vzdialenosti. Prevláda kalciovo-hydrogénkarbonátový typ vody s mineralizáciou 243,4 – 757,8 mg . l^{-1}. Vody majú často vysoký obsah NH_4, NO_3, SO_4 a Cl ako dôsledok sekundárneho znečistenia. Veľmi často sa objavuje aj vysoký obsah Fe a Mn, čo znehodnocuje tieto vody na vodárenské využitie. Vzhľadom na silné ovplyvnenie kvality podzemných vôd antropogénnou činnosťou vody kvartérnych sedimentov v súčasnosti na ďalšie vodohospodárske využitie nie sú zaujímavé.

Minerálne vody

V regióne Kysúc sa minerálne vody nachádzajú iba v malom množstve a sú viazané iba na flyšové sedimenty. Minerálne vody pôvodne vyvierali v ôsmich minerálnych prameňoch. Z nich už dva pramene dnes neexistujú (prameň ČA-2 v Makove a prameň v doline Hanzlovho potoka). Sú tu dva druhy vôd, a to sírne a metánové, všetky studené.

Najčastejším typom minerálnych vôd v území sú sírne vody. Vyvierajú v prameňoch s nepatrnou výdatnosťou, 0,003 – 0,05 $l \cdot s^{-1}$ (tab. 4). Spravidla sú viazané na antiklinálne štruktúry rozbité priečnymi poruchovými pásmami s.-j. smeru. Vody sú slabo až stredne sírovodíkové (obsah H_2S = 0,56 – 2,8 mg . l^{-1}) a veľmi nízko až

Tab. 7 Základné hydrogeologické údaje z vrtov vo fluviálnych sedimentoch v povodí rieky Kysuca.

Poriečna niva – úsek		Počet vrtov	Merná výdatnosť $l \cdot s^{-1} m^{-1}$			Koeficient filtrácie – (k) $m \cdot s^{-1}$			Koeficient prietočnosti – (T) $m^2 \cdot s^{-1}$			
			min.	priem.	max.	min.	priem.	max.	min.	priem.	max.	trieda prietočnosti
potok Kornianka		3	0,018	0,22	0,32	$2,3.10^{-5}$	$4,97.10^{-5}$	$7,9.10^{-5}$	$1,83.10^{-5}$	$2,19.10^{-4}$	$3,2.10^{-4}$	stredná (III)
potok Predmieranka		3	0,31	0,63	1,12,	$1,0.10^{-5}$	$1,19.10^{-4}$	$2,66.10^{-4}$	$3,1.10^{-4}$	$6,33.10^{-4}$	$1,12.10^{-3}$	stredná (III)
Liesňanský potok	Svrčinovec – Čadca	12	0,083	1,34	4,80	$5,4.10^{-5}$	$1,5.10^{-3}$	$6,99.10^{-4}$	$8,33.10^{-5}$	$1,34.10^{-3}$	$4,8.10^{-3}$	vysoká (II)
	Čierne – Skalité	7	0,003	0,18	0,42	$4,49.10^{-8}$	$4,9.10^{-5}$	$1,47.10^{-4}$	$3,07.10^{-6}$	$1,85.10^{-4}$	$4,2.10^{-4}$	stredná (III)
r. Bystrica, N. Bystrica – Zborov n/B.		14	0,003	2,08	9,50	$3,32.10^{-7}$	$5,91.10^{-4}$	$2,97.10^{-3}$	$2,63.10^{-6}$	$2,08.10^{-3}$	$9,5.10^{-3}$	vysoká (II)
potok Olešnianka		6	0,05	0,98	2,90	$4,5.10^{-6}$	$2,26.10^{-4}$	$6,11.10^{-4}$	$5,4.10^{-5}$	$9,83.10^{-4}$	$2,9.10^{-3}$	stredná (III)
potok Oščadnica		2	0,23	–	0,60	$3,97.10^{-5}$	–	$1,50.10^{-4}$	$2,38.10^{-4}$	–	$6,0.10^{-4}$	stredná (III)
Vadičovský potok		2	0,34	–	1,00	$5,78.10^{-5}$	–	$6,25.10^{-5}$	$3,47.10^{-4}$	–	$1,0.10^{-3}$	stredná (III)
Neslušanka		3	0,009	0,02	0,03	$2,25.10^{-6}$	$6,21.10^{-6}$	$8,89.10^{-6}$	$9,0.10^{-6}$	$2,19.10^{-5}$	$3,0.10^{-5}$	nízka (V)
rieka Kysuca	Makov – Vysoká n/K.	7	0,002	0,32	1,80	$1,63.10^{-6}$	$6,30.10^{-5}$	$2,80.10^{-4}$	$2,11.10^{-6}$	$3,21.10^{-4}$	$1,8.10^{-3}$	stredná (III)
	Turzovka – Podvysoká	20	0,04	0,95	3,63	$4,94.10^{-6}$	$2,93.10^{-4}$	$1,16.10^{-5}$	$4,44.10^{-5}$	$9,56.10^{-4}$	$3,63.10^{-3}$	stredná (III)
	Staškov – Čadca	29	0,04	2,29	9,47	$1,20.10^{-5}$	$2,12.10^{-3}$	$4,4.10^{-2}$	$4,8.10^{-5}$	$2,29.10^{-3}$	$9,47.10^{-3}$	vysoká (II)
	Krásno n/K. – Dunajov	8	0,25	5,69	15,00	$9,02.10^{-5}$	$5,11.10^{-4}$	$1,4.10^{-5}$	$2,50.10^{-4}$	$5,70.10^{-3}$	$1,50.10^{-2}$	vysoká (II)
	Kysucký Lieskovec – Kys. N. Mesto	64	0,03	4,57	35,00	$1,04.10^{-5}$	$1,09.10^{-3}$	$5,67.10^{-5}$	$3,17.10^{-5}$	$4,58.10^{-3}$	$3,50.10^{-2}$	vysoká (II)

slabo mineralizované (celková mineralizácia 352,1 až 1 640,5 mg . l^{-1}). Z hľadiska hydrochemickej klasifikácie predstavujú vody sírnych prameňov najčastejšie typy HCO_3–Ca–Mg, menej HCO_3–Na. Majú plytký obeh a sú formované vo flyšových sedimentoch. H_2S vzniká biogénnou redukciou síranov, ktoré sa tvoria oxidačnou degradáciou rozptýlenej sulfidickej síry, najmä pyritu.

Všetky pramene sírnych minerálnych vôd okrem jedného sú viazané na račiansku jednotku magurského príkrovu. Z existujúcich prameňov sem patrí Bukovská minerálka vyvierajúca sv. od Čadce nad osadou Bukov a ochodnický minerálny prameň vyvierajúci na sz. okraji obce Ochodnica s najvyšším obsahom H_2S, a to 2,8 mg . l^{-1} (tab. 8).

Patrí sem aj Vajcovka na samote Mičovci v Makove (ČA-2), ktorá vyvierala cca 2,0 km jv. od obce Makov pri ceste Makov – Bytča smerom k samote Mičovci (tab. 8). Podľa starších analýz bol obsah H_2S vo vodách až 1,76 mg . l^{-1} (Krahulec et al., 1978). Bola to sírna, dusíková voda s obsahom N_2 = 42,3 – 84,4 obj. % (Franko a Kolářová, 1985). Prameň už dnes neexistuje, bol zdevastovaný eróziou miestneho potôčika.

Ďalšiu skupinu minerálnych prameňov tvoria sírne vody s obsahom metánu. Jeden z nich je vajcovka Poľany (ČA-3) vyvierajúca v údolí potoka Neslušanka cca 3 km ssz. nad obcou Nesluša. Je to sírna, metánovo-dusíková voda s obsahom CH_4 = 46,5 – 58,5 obj. % a N_2 = 31,4 – 39,5 obj. % (Franko a Kolářová, 1985) a s obsahom H_2S podľa starších analýz až 1,18 mg . l^{-1} (Krahulec et al., 1978). Južne od Čadce vyvierajú dva sírne minerálne pramene. Jeden z nich je jjv. od samoty *Dydkovci*, v ktorom pozorujeme výrony H_2S. Ďalší prameň je jjz. od lazov *Vojty*, nazývaný ako *Vojtovský* (slaný) minerálny prameň. V ňom pozorujeme nielen výrony H_2S, ale aj metánu. Tieto pramene sú viazané na belovežské súvrstvie. Výrony zemného plynu vysvetľuje Plička (1957) tak, že plyn uniká v mieste, kde „zlínske vrstvy" tvoria antiklinálny priehyb, sú zvislo postavené a postihnuté priečnym poruchovým pásmom s.-j. smeru. To platí aj pre výrony sírovodíkových prameňov, ktoré sa zrejme viažu na poruchové pásma s.-j. smeru.

Iba jeden prameň sírnej minerálnej vody je viazaný na sliezsky príkrov, na istebnianske súvrstvie. Je to „vajcovka v potoku" (ČA-1) 2,0 km s. od obce Klokočov v potoku Predmieranka. Voda vyviera priamo v koryte potoka. Obsah H_2S je 1,87 mg . l^{-1}. Je to studená prírodná sírna voda.

Podľa starších archívnych materiálov (Vavrík a Galvánek, 1984) v minulosti existoval minerálny prameň jódobrómových vôd na samote Hanzlovci sv. od obce Oščadnica v údolí Hanzlovho potoka. V súčasnosti už v prameni minerálna voda nevyviera. Jeho režim bol pravdepodobne narušený havarovaným hlbokým vrtom, realizovaným v blízkosti prameňa v roku 1964. Účelom vrtu bol pokus o navŕtanie teplej minerálnej jódobrómovej vody v podloží magurského príkrovu (Chmelík, 1966).

Tab. 8 Základné fyzikálno-chemické údaje o prameňoch minerálnych vôd v regióne Kysúc.

Názov prameňa Lokalita	Dátum odberu	Q $l \cdot s^{-1}$	Teplota vody °C	pH	Mineralizácia $mg \cdot l^{-1}$	Obsah jednotlivých zložiek ($mg \cdot l^{-1}$)							Chemický typ vody
						Na^+ K^+	Ca^{2+} Mg^{2+}	Mn^{2+} Fe^{2+}	Cl^- SO_4^{2-}	NO_3^- HIO_3^-	F^- J^-	CO_2 H_2S	
Vajcovka – Mičovci ČA-2, Makov	1, sept. 1972	0,003	9,0	7,3	352,13	22,70 2,20	43,05 3,51	0,00 2,94	2,20 18,11	0,00 234,85	0,12 0,26	44,00 0,65	HCO_3–Ca–Mg sírna voda, dusíková; zanikol
Vajcovka Poľany ČA-3, Nesluša	1, sept. 1972	0,05	9,0	7,9	766,02	155,00 5,00	21,04 9,12	0,60 1,47	10,59 44,03	0,00 488,00	0,90 0,36	15,40 0,70	HCO_3–Na sírna voda, metánovo-dusíková
Vojtovský (Slaný) Čadca	2, 21. 11. 1994	0,05	9,0	8,2	1 640,54	440,00 1,67	10,45 3,75	0,004 0,06	48,75 4,30	0,000 2 1 116,70	4,35 –	0,00 –	HCO_3–Na s výronmi metánu
Ochodnický Ochodnica	2, 24. 11. 1994	0,03	9,0	7,2	876,27	166,00 2,30	79,30 11,35	0,04 0,02	199,40 22,20	0,000 02 384,45	0,01 –	24,20 2,80	HCO_3–Cl–Na–Ca sírna voda
Bukovská minerálka Čadca-Bukov	2, 21. 11. 1994	0,05	9,0	7,6	482,74	49,22 1,17	64,15 6,60	0,02 0,03	3,90 33,55	0,000 02 317,30	0,06 –	22,00 0,56	HCO_3–Ca–Mg sírna voda
Vajcovka v potoku ČA-1, Klokočov	1, 1963	0,05	9,0	7,2	300,92	30,58 –	35,27 9,73	– 0,05	3,20 39,09	– 183,00	– –	6,16 1,87	HCO_3–Ca sírna voda

Využívanie podzemných vôd

Na zásobovanie vodou sa využívajú podzemné vody z fluviálnych sedimentov Kysuce a jej prítokov (studne a vrty), vody zo zachytených prameňov flyšových sedimentov paleogénu a zo sedimentov mezozoika bradlového pásma.

Z údolných náplavov rieky Kysuce a jej prítokov odoberá podzemné vody 11 užívateľov v sumárnom množstve 148,27 l . s^{-1}. Odbery sa realizujú jednak z hydrogeologických vrtov uskutočnených v rámci hydrogeologických prieskumov, jednak z kopaných studní.

Z prameňov sa využíva spolu 14,69 l . s^{-1}. Väčšina využívaných prameňov má výdatnosť pod 0,5 l . s^{-1}, 2 pramene do 1,0 l . s^{-1} a 4 pramene nad 1,0 l . s^{-1}.

Zo skupinového vodovodu (SKV) Nová Bystrica – Čadca – Žilina sa zásobujú rozhodujúce sídla – Čadca, Kysucké Nové mesto aj Žilina. Hlavným vodným zdrojom SKV je vodárenská nádrž Nová Bystrica. Maximálny možný odber z nej je 700,0 l . s^{-1} pitnej vody, pričom súčasný odber je cca 210,0 l . s^{-1}. Ďalší SKV – Turzovka – dodáva pitnú vodu do Turzovky a Podvysokej.

Najvýznamnejšie vodné zdroje, ktoré SeVAK, š. p., Žilina využívajú v tejto oblasti, sú:

a) centrálny vodný zdroj – vodárenská nádrž Nová Bystrica,
b) Čadca, studne s kapacitou 20,0 l . s^{-1},
c) Krásno nad Kysucou, studne a vrty s kapacitou 67,0 l . s^{-1},
d) Turzovka, studne s kapacitou 21,3 l . s^{-1},
e) Kysucké Nové mesto, Radoľa – pramene s kapacitou 21,0 l . s^{-1},
f) Rudina, vrty s kapacitou 10,0 l . s^{-1}.

Najvýznamnejšie využiteľné zdroje podzemných vôd sú viazané na fluviálne sedimenty Kysuce. Ich kvalita je však negatívne ovplyvnená antropogénnou činnosťou.

CHARAKTERISTIKA GEOFAKTOROV ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Región Kysúc v zmysle inžinierskogeologickej rajonizácie (Matula, 1969) spadá do regiónu karpatského flyšu. Na tvorbu a modeláciu svahov tu pôsobia dva protichodné faktory. Je to jednak relatívny výzdvih územia (Vyskočil, 1970?), jednak exogénne geodynamické javy (zvetrávanie, svahové gravitačné deformácie, vodná erózia, ale aj akumulácia). V uplynulom storočí životné prostredie značne ovplyvnil aj človek, a to ťažbou nerastných surovín, poľnohospodárskou a stavebnou činnosťou.

Prírodné činitele životného prostredia

Neotektonická aktivita a seizmicita územia

Podľa neotektonickej mapy Maglaya et al. (1999) prakticky celé územie spadá do bloku pozitívnych jednotiek so stredným zdvihom. Jedinou výnimkou je malý blok jz. od Kysuckého Nového Mesta po Rudinu, ktorý patrí do územia s veľmi malým poklesom. S týmto zaradením do značnej miery koliduje charakteristika územia z hľadiska recentných vertikálnych pohybov (Vanko a Kvitkovič in Jurigová et al., 1980). Podľa toho územím by mala prebiehať deliaca čiara medzi oblasťou so zdvihovým (na SZ) a poklesovým režimom (na JV) v smere od Vreščovky k Čadci a Žiline. Zdvih je mierny (max. 0,5 mm/r), podobne ako aj pokles (–0,5 mm/r). Zdá sa, že tento údaj treba dnes pokladať za bezpredmetný. Relatívna výška bádenského povrchu je v rozmedzí od 200 do 800 m (Mazúr a Kvitkovič in Jurigová et al., 1980).

Seizmická aktivita na území Kysúc sa koncentruje na južný okraj pozdĺž bradlového pásma (Brouček in Jurigová et al., 1980) (obr. 11). V období 1850 až 1970 tu boli zaznamenané zemetrasenia s intenzitou nižšou ako 6° MCS s epicentrami v línii pozdĺž severného okraja bradlového pásma a jedno zemetrasenie v Čadci. Jediné zemetrasenie s intenzitou 8° MCS z r. 1858 malo epicentrum na jz. okraji Žiliny (už mimo územia regiónu) (op. cit.).

Zvetrávanie a erózia

Zvetranie flyšových hornín je nehomogénne a vyplýva z charakteru litologických celkov. V zvetrávacej vrstve býva zvetraním z pieskovcov odnesený tmel a značná časť základnej hmoty. Tým sa stávajú poréznymi a náchylnejšími na de-

zintegráciu. Ílovce lepšie odolávajú aerickej alterácii, väčšinou zvetrávajú pod vplyvom opakovaného nasiakania a vysúšania.

Z tejto látkovej nehomogenity a rôzneho správania hornín pri zvetraní vyplýva aj rôzna miera odolnosti flyšových komplexov proti erózii. Striedanie pieskovcov a ílovcov spôsobuje selektívnu eróziu a tým aj výraznú modeláciu terénu. Pieskovcové komplexy kýčerských a ráztockých vrstiev pomerne dobre odolávajú erózii a budujú tak vysoké horské hrebene Javorníkov a Veľkej Rače. Belovežské súvrstvie s pelitickým obsahom, a najmä jemnejšou rytmicitou tvoria sedlá a brázdy. Erózii tu napomáha aj výraznejšie tektonické porušenie súvrstvia. Zvlášť výrazná je napríklad brázda pred čelom magurského príkrovu, formovaná málo odolným podmenilitovým súvrstvím s tektonickými šupinami krosnianskeho a menilitového súvrstvia.

V bradlovom pásme sa vyníma kysucké bradlo s hrebeňom Ľadonhory vo výške 700 – 900 m. Je to produkt selektívnej erózie s prevýšením oproti okoliu o 200 – 300 m.

Výraznej erózii a odnosu podľahli staršie terasové sedimenty v doline hornej Kysuce. Niektoré z terasových sedimentov dnes nachádzame iba v reliktoch v zvetraninách a posunuté gravitačne na priľahlých svahoch. Zvláštnym typom erózie je dokumentovaná eolická erózia terasových štrkových obliakov do hrancov na stredných terasách nad Novou Bystricou (Potfaj et al., 1979).

Vodná erózia

Prirodzená vodná erózia je viazaná predovšetkým na toky, a to už od ich pramennej oblasti. Uplatňuje sa takmer na celom území regiónu, ktorý je z hľadiska recentných pohybov v zdvihovom režime. Horná časť tokov je modelovaná pomerne strmo, s tvarom dolín do V. Odnos uvoľneného materiálu býva počas prívalových vôd, keď je unášacia schopnosť toku vysoká. V obdobiach s nízkym stavom vody nastáva prechodná akumulácia zvetraných a gravitačne napadaných usadenín v celom zrnitostnom spektre až do veľkosti blokov.

V spodnej časti tokov prebieha prechodná akumulácia (štrky a piesky), no celkove prevláda erózia a odnos. Potvrdzujú to napríklad vyvýšené terasové kamence v toku Kysuce už od Čadce a lokálne odkryvy v koryte Kysuce.

Erózia podmienená antropogénnym zásahom sa prejavuje najmä na plošne rozsiahlych odlesnených územiach (južné svahy Kysuce medzi Čadcou a Turzovkou alebo pri Kysuckom Novom Meste). Tu sa tvoria erózne ryhy s výmoľovou eróziou.

Svahové deformácie

Flyšové územia sú všeobecne známe vysokou afinitou ku skĺzaniu povrchových vrstiev zvetranín po svahoch. Kysucký región má zvlášť predpoklady na tvorbu

zosuvov, a to všetkých druhov (Nemčok, 1982). Celé územie je v značnej miere postihnuté svahovými deformáciami – z celkovej plochy územia zaberajú zhruba 8 %. Zosuvy sú viazané najmä na oblasti budované bystrickými a oščadnickými vrstvami a na belovežské súvrstvie. Tektonické porušenie a vysoký reliéf sú faktory podporujúce tvorbu zosuvov (tab. XI, foto 6).

K významným geodynamickým procesom prebiehajúcim na území Kysúc patria svahové pohyby a svahová erózia. Intenzívny rozvoj svahových deformácií je odrazom geologickej stavby, postupného vývoja reliéfu, rôznej hĺbky zvetrávania, ale najmä klimatických zmien a hydrogeologických pomerov územia. Z hľadiska vývoja svahových deformácií sú atmosférické zrážky jeden z najvýznamnejších prírodných faktorov. Infiltráciou zrážkovej vody sa výrazne zhoršujú pevnostno-deformačné vlastnosti pokryvných útvarov a menia sa hydrogeologické pomery vo svahu.

Vhodné podmienky na rozvoj plošnej svahovej erózie na Kysuciach sú dané malou priepustnosťou flyšového, najmä ílovcového predkvartérneho skalného podkladu a jeho ílovito-hlinitých zvetranín. Preto je hlbšia infiltrácia zrážkových vôd obmedzená a prevláda povrchový odtok. Väčšina zrážkových vôd rýchlo odteká po povrchu najmä tam, kde bol porušený pôvodne súvislý lesný porast. Preto intenzívnejší rozvoj erózie je v odlesnených a poľnohospodársky využívaných oblastiach vrchovín. Priaznivé podmienky na eróziu sú tu dané nielen veľkou hrúbkou deluviálnych uložení, ale aj intenzívnymi zrážkami a povrchovým odtokom pri topení snehu.

Svahové pohyby majú charakter povrchového plazenia delúvií, zosúvania a stekania vodou nasýtených pokryvných útvarov. Hlavné podmieňujúce faktory zosuvných pohybov sú: styk dvoch litologických komplexov s rôznymi pevnostnými vlastnosťami, úložné pomery predkvartérnych sedimentov, hĺbková a bočná erózia tokov a anomálne zmeny nasýtenia zemín po intezívnych zrážkach.

Rýchlo zvetrávajúce a rozvoľňujúce sa flyšové komplexy vytvárajú miestami niekoľko metrov hrubý deluviálny pokryv. Rozhranie delúvií a predkvartérneho podkladu je mimoriadne náchylné na vznik odlučných a šmykových plôch a vytvára aj vhodné inžinierskogeologické, geotechnické a hydrogeologické podmienky na aktivizáciu, resp. reaktivizáciu zosuvov. Rozšírenou podpovrchovou stavbou, na ktorej vznikajú pohyby svahovín, je štruktúra dvoch horninových komplexov s rozdielnymi pevnostnými charakteristikami nad sebou. Bazálne šmykové plochy a zóny sa viažu prevažne na kontakt kvartérnych sedimentov a rozložených, resp. celkom zvetraných podložných materských hornín. Šmyková zóna má charakter prehnetených jemnozrnných ílovitých zemín, zväčša s vysokou plasticitou.

Dlhodobá skúsenosť ukazuje, že bezprostredným impulzom na vznik zosuvov boli vo väčšine prípadov extrémne zrážky (napr. zosuv vo Svrčinovci nad železničnou traťou SR – ČR, zosuvy v obciach Korňa, Lodno, Nová Bystrica či Krásno nad Kysucou.

Na území Kysúc sa vyskytujú prevažne plošné a frontálne, menej prúdové zosuvy rôznej aktivity – prevažne potenciálne, menej aktívne a stabilizované. Bežný je výskyt zložených, viacgeneračných svahových deformácií s viacerými šmykovými plochami, napr. rozsiahle zosuvy v obciach Oščadnica, Rudinská a Čadca-Horelica. Plošné zosuvy sa tvoria pozdĺž tektonických zón, ako napr. na s. svahu Čemerky v závere Pavelkovského potoka a pri styku bradlového pásma s magurským príkrovom.

Morfológia povrchu svahových deformácií je spravidla závislá od ich veku a od toho, či bola dodatočne postihnutá svahovou eróziou, kultiváciou a pod. Svahovými deformáciami – zosuvmi – býva často postihnutý záver doliny, kde vyvierajú väčšie pramene. Väčšina zosuvov sa nachádza v spodnej, menej strednej a najmenej v hornej časti svahov. Aktivizácia v spodných častiach svahov je viazaná na hĺbkovú a bočnú eróziu vodných tokov. Porušené územie býva často zamokrené, s výskytom prameňov, miestami s tvorbou bezodtokových depresií (napr. zosuv na lokalite Čadca-Bukov).

Z hľadiska materiálového zloženia sú zosuvné telesá tvorené blokovými balvanovitými zahlinenými sutinami a zvetraninami, ktoré v odlučných oblastiach dosahujú hrúbku len niekoľko metrov, no v oblastiach akumulácie aj 20 až 30 metrov. V pozdĺžnom profile sa mení zloženie, a to najmä v dôsledku triedenia transportom: v čelnej zóne sú nehomogénne zahlinené bahnité sutiny, v odlučnej oblasti prevládajú zahlinené kamenité a blokové sutiny.

Vekové začlenenie je možné odhadnúť na základe pozície vo vzťahu k súčasným lokálnym eróznym bázam. Najstaršie zosuvy sa tvorili zrejme ešte v pleistocéne (zosuv na svahu Magury). Recentný zosuv – zemný prúd z leta roku 1999 – je v pravom svahu doliny Dedovka nad parkoviskom oproti údolnej stanici sedačkovej lanovky.

K najrozsiahlejším zosuvom na Kysuciach patrí polygenetický zosuv na južnom svahu Magury 2,5 km sz. od Veľkého Príslopu a 3,5 km ssz. od Veľkej Rače (1 236 m) s rozlohou 1,5 km^2. Tento zosuv, podobne aj zosuvy v doline Fojtovho potoka v. od Gorilovej Kykuly (781 m), v Klubinskej doline j. od Hladkej (972 m) a na Veľkom potoku v. od Kýčery (1 005 m), spôsobili dočasné prehradenie dolín.

Okrem prirodzených faktorov dôležitú úlohu pri aktivizácii svahových pohybov má aj činnosť človeka. Patrí sem najmä budovanie líniových cestných a železničných komunikačných stavieb v hornatom teréne, prípadne na úpätí svahov. Väčšina lesných ciest so zárezmi do svahov a bez vybudovaného drenážneho ochranného systému je po niekoľkých zimách poškodená zosuvmi aj tam, kde zosuvy pôvodne neboli vyvinuté. Vedenie trasy cez staré stabilizované zosuvy ich narúša a zosuvy sa obvykle skoro aktivizujú (napr. v Povinskej doline).

Menšie zásahy do svahov pri stavebnej činnosti (základové škáry a odkopy) narušujú stabilitu svahov len lokálne. Pri vytvorení priaznivých podmienok sa môžu tvoriť maloplošné zosuvy, resp. zemné prúdy (tab. XI, foto 3). Prípadné spôsobené materiálne škody však bývaju vyššie, pretože väčšinou poškodia vybudované stavby v bezprostrednej blízkosti.

Antropogénne činitele životného prostredia

K antropogénnym činiteľom životného prostredia zaraďujeme také zásahy človeka do prostredia, ktoré znateľne vo veľkom rozsahu menia prirodzené prostredie a vzťahy v ňom. K najzávažnejším činiteľom patrí priemyselná, stavebná a poľnohospodárska činnosť, ťažba surovín a ukladanie odpadu.

Ťažba

Prieskum a nepatrná ťažba ropy zásadným spôsobom neovplyvnili prirodzené prostredie. Pracovné priestory vrtných súprav boli väčšinou rekultivované. Prírodný výskyt ropných látok na povrchu v Korni má len lokálny dosah.

Vo väčšine lomov v kysuckom regióne je dnes ťažba zastavená. Ich steny sa prirodzeným spôsobom pomaly pokrývajú náletovou vegetáciou. K najväčším občasne ťaženým lomom patrí etážový lom medzi Klubinou a Zborovom nad Bystricou so stenou vysokou 50 m. Drobné ťažobné aktivity výraznejšie nevplývajú na dlhoročný stav tohto územia.

Najvážnejší dosah na stav životného prostredia má v súčasnosti nie vždy citlivá ťažba dreva. Pôvodné jedľovo-bukové lesy s primiešaným smrekom sú zachované už len vo vyšších pásmach (Javorník, Polom, Hričovec, Veľká Rača a Okrúhlica). Rozsiahle holoruby na strmých svahoch s flyšovým podkladom majú podiel na rýchlom odtoku zrážkovej vody a na vzniku nových zosuvov. Príkladom môže byť zosuv na S od Dunajova.

Stavebná a priemyselná činnosť

Na severe územia v hraničnej oblasti sa negatívne prejavila blízkosť priemyselného komplexu na Ostravsku. Exhalátmi bola ovplyvnená vegetácia, a to tak, že na rastlinstve sa objavujú nekrózy. Znížený výskyt epifytických lišajníkov indikuje zhoršenú kvalitu čistoty ovzdušia (Hajduk in Jurigová et al., 1980). Podľa údajov Správy CHKO Kysuce (Beleš et al., 1999) je imisiami ohrozených asi 16 % plochy lesov v CHKO.

Budovanie ciest v hornatom kraji má za následok podkopanie, resp. narezanie svahov. Zvyšuje to ich náchylnosť na eróziu a tvorbu zosuvov. Zvlášť zreteľné je to

napr. na lesných cestách v Povinskej doline, kde po zime v r. 2001 – 2002 vznikli nové prúdové zosuvy s odlučnou hranou nad telesom cesty.

Odlesnenie a poľnohospodárske obrábanie pôdy má za následok vystavenie svahov vodnej erózii a deflácii. Na týchto svahoch dochádza k ronovému splachu a tam, kde sú poľné cesty, sa tvoria hlboké úvozy. Tie po čase, keď sú opustené, sa menia na ronové ryhy a drobné roklinky (napr. s. od Zborova.

Vplyv nových líniových stavieb (diaľnica Čadca – Skalité) bude možné posúdiť po dlhšom čase. Zatiaľ sa zdá, že vďaka technológii spevňovania narezaných svahov sa negatívne vplyvy minimalizujú. Negatívne však pôsobí sekundárna činnosť – vlastný transport, pri ktorom sa produkujú exhaláty a nastáva únik ropných látok do zeme.

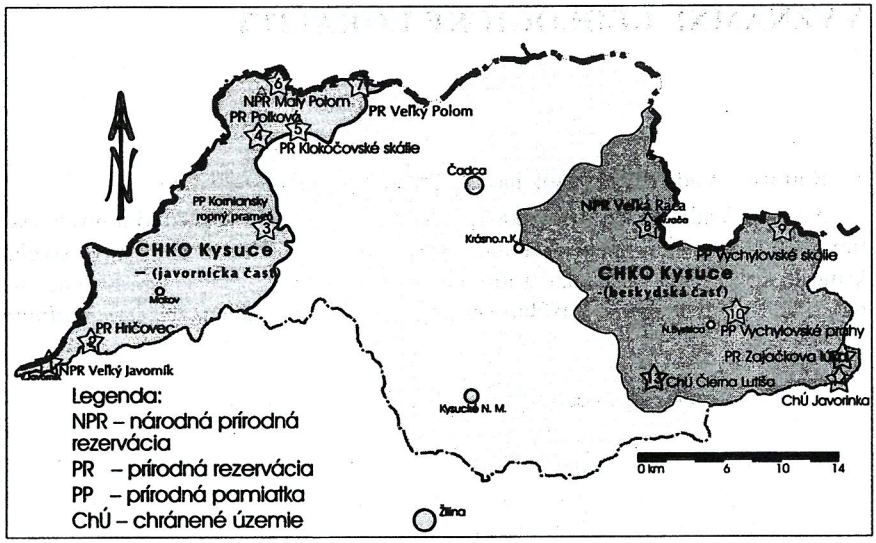
Skládky odpadu

Stav a režim skládok odpadu na Kysuciach nie sú veľmi vyhovujúce. Situácia je charakterizovaná nízkym stupňom regulácie skládkovania odpadu v minulosti. K tomu sa pridružujú aj niektoré lokálne špecifiká. K vážnym negatívnym faktorom patrí najmä dovoz a skládkovanie uhoľného kalu z Ostravsko-karvinského uhoľného revíru. Navyše, jeho spaľovanie v domácnostiach počas zimných mesiacov zvyšuje znečistenie atmosféry v dolinách, zvlášť za klimatickej tlakovej inverzie.

V rámci registrácie skládok odpadu uskutočnenej v roku 1993 sa v okrese Čadca zaevidovalo spolu 266 zväčša nelegálnych skládok odpadu. Nevyhovujúca odpadová politika a ľudská ignorancia – to pokladáme za hlavné príčiny vzniku rozptýlených väčších aj menších skrytých skládok odpadu po potokoch na celom území Kysúc. Od plastových obalov, fliaš a stavebného odpadu cez práčky, bicykle, autobatérie a pneumatiky až po telefónnu búdku – taká je skladba niektorých potočných skládok. Okrem ekologického dosahu majú zvlášť negatívne estetické pôsobenie (tab. XI, foto 2).

Na mape vhodnosti územia na skládky odpadu v mierke 1 : 50 000 okresu Čadca je jeho územie zaradené prevažne ako podmienečne vhodné, resp. nevhodné na skládkovanie odpadu. Dôvodom je jednak legislatívna ochrana (veľká časť územia okresu patrí do CHKO Kysuce, obr. 12), jednak, a to primárne, rozsiahlejší výskyt geodynamických javov a potenciálneho ohrozenia podzemnej vody znečistením.

V súčasnosti existujúce legálne prevádzkované skládky odpadu Čadca-Podzávoz a Kysucký Lieskovec sa nachádzajú na území vyčlenenom ako podmienečne vhodné na skládkovanie odpadu.



Obr. 12 Chránené krajinné oblasti a rezervácie na Kysuciach (podľa materiálu CHKO Kysuce, 1999).

Ochrana prírody

Na území Kysúc bola v r. 1984 vyhlásená Chránená krajinná oblasť Kysuce s rozlohou 655 km^2, z toho časťou zasahuje mimo povodia Kysuce. CHKO Kysuce má dve časti – na V Beskydskú, na Z Javornícku (obr. 12). V oboch areáloch sa nachádzajú tri národné prírodné rezervácie (NPR Veľký Javorník, NPR Malý Polom a NPR Veľká Rača), 8 prírodných rezervácií (PR) a tri prírodné pamiatky (PP Korniansky ropný prameň, Vychylovské prahy a Klokočovské skálie).

Sídlom CHKO Kysuce je Čadca.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

1. Radoľa – Vadičovský potok nad Radoľou – posidóniové vrstvy

Na dne Vadičovského potoka je defilé najvyššej časti posidóniových vrstiev – tmavosivých vápencov a slieňovcov. Je tu aj 50 cm hrubá vrstva sivého krinoidového vápenca medzi bridličnatými ílovcami. Vrstvy sú postavené strmo, s podložím na sever. Z týchto vrstiev pochádzajú aj nálezy *Posidonia alpina (= Bositra buchi)* (Haško, 1973).

2. Lopušné Pažite, prielom Vadičovského potoka – kysucká sekvencia (tab. IX, foto 1)

Vadičovský potok sa prerezáva kysuckým bradlom pod jeho sigmoidálnym ohybom v Lopušných Pažitiach. Po s. strane doliny sú steny z pieninských vápencov, ktoré smerom do podložia prechádzajú do červených hľuznatých vápencov (pri ceste) a do červených a zelených rádiolaritov. Smerom na Z sú zárezom slabšie odkryté nadposidóniové vrstvy pozdĺž štetovanej cesty vedúcej k obydliam. Niektoré z vyšších vrstiev rádiolaritov majú laminovanú textúru, vyskytujú sa aj silicifikované vápence, miestami prevrstvené červenými rohovcami.

3. Brodno – zastávka, starý lom – kysucká sekvencia (tab. VIII, foto 1)

Je to klasická lokalita kysuckej jednotky bradlového pásma pri železničnej zastávke Brodno. V profile od severu na juh je prevrátený vrstvový sled od nadposidóniových vrstiev (už v porastenom svahu zárezu vedľa štátnej cesty Žilina – Čadca) cez rádiolarity (v lesíku nad stenou), červené hľuznaté vápence a svetlé titónske vápence (biancone) až do spodnokriedových sivých škvrnitých vápencov s rohovcami (pieninské súvrstvie). Tieto posledné boli v minulosti predmetom ťažby. V zarastenom zároze na JV sú sivozelené slieňovce a vápence tisalských vrstiev.

V hlavnej lomovej stene je meraný profil s vyznačenými odbermi vzoriek na biostratigrafické určenia (Vašíček et al., 1992) a s označením rozhrania jura/krieda, ktoré bolo stanovené pomocou magnetostratigrafie (Houša et al., 1996).

4. Snežnica, lom Krnáč – pieninské súvrstvie (tab. VIII, foto 6)

V opustenom lome na pravom svahu Snežnického potoka sz. od obce Snežnica sú prevrásnené doskovité vápence s rohovcami pieninského súvrstvia. Charakter vrás a prešmykov ukazuje na mladšie „spätné" nasunutie bradlového pásma, t. j. od severu na juh. Vo vyššej časti lomovej steny sú staršie súvrstvia: červené a zelené rádiolarity a fialovočervené hľuznaté vápence.

5. Dolný Vadičov, chata Ľadonhora – snežnické vrstvy (tab. IX, foto 2)

Zárez vo svahu za chatou Ľadonhora je dlhý asi 20 m. Odkrývajú sa tu flyšové snežnické vrstvy s prevahou kremenno-karbonátových pieskovcov nad zelenkavými ílovcami so siltovou prímesou. Na spodných plochách pieskovcov sú hojné bioglyfy a menej zreteľné prúdové stopy. Zo snežnických vrstiev bola určená napr. ichnofosília *Paleodictyon minutissimus* KSIĄZKIEWICZ a *Subphyllochorda granulata* KSIĄZKIEWICZ. Súvrstvie je tu v prevrátenej pozícii.

6. Čadca – Megonky, lom pri osade *Padyšákovci* – ciężkowické pieskovce (tab. I, foto 3)

V opustenom lome oproti osade *Padyšákovci* je súbor ciężkowických pieskovcov paleocénneho veku. Vrstvy sú sklonené po svahu. Ich hrúbka je od pol metra do niekoľko málo metrov. Lavice pieskovcov a drobnozrnných pieskovcov na seba bezprostredne nasadajú, niekde s viditeľnou čiastočnou eróziou spodnej vrstvy. Klasty fylitov a zaoblené zrná kremeňa sú bežným materiálom v slabo vyzretých zlepencoch. Zvláštnosťou týchto pieskovcov a zlepencov je ich guľovité vyvetrávanie z vrstiev. Je spôsobené diagenetickým preskupením vápnitej zložky v hornine a potom selektívnym vyvetrávaním. Na diagenetický pôvod poukazuje napr. aj zlepencová šmuha v jednej z gúľ. Táto zlepencová šošovka prechádza z vrstvy do gule, kde má zhodné uloženie.

7. Makov, osada *Riečky* – riečanské pieskovce (obr. 6 v texte)

Osada *Riečky* leží 3,5 km na ZSZ od centra Makova. V potoku sú odkryté (proti prúdu do podložia): spodná časť belovežských vrstiev s. s. (prevažne ílovcové), tenko vrstvený flyš s červenými a zelenými ílovcami patriaci k pestrým belovežským vrstvám, riečanské pieskovce s masívnymi lavicami modrastých hrubozrnných arkózových pieskovcov, slabo spevnených zrnotokových pieskovcov a červených ílovcov. Pokračuje tenko vrstvený flyš s červenými a zelenými ílovcami, pričom posledná poloha červených ílovcov vymedzuje pestré belovežské vrstvy. Pod nimi vystupujú masívne pieskovce solánskeho typu pieskovcovej fácie ráztockých vrstiev. Tu je stratotypová lokalita riečanských pieskovcov a dobre dokumentuje spodné belovežské vrstvy.

8. Olešná, poniže *Bazgerky* – ráztocké vrstvy (tab. II, foto 1)

Asi 4 km na S od Olešnej v zárezе cesty pod *Bazgerkou* na pravobreží doliny je odkrytá flyšová litofácia ráztockých vrstiev. V odkryve sa striedajú lavice hrubozrnných pieskovcov solánskeho typu s polohami tenko vrstveného flyšu, ktoré sú miestami zavinuté do synsedimentárnych sklzových vrás. V súvrství je niekoľko horizontov sklzových pieskovcov s chaotickou textúrou. V pravej dolnej (južnej) časti zárezu sú na jednej vrstve pieskovca vyvinuté dve korytá vymyté turbiditným prúdom.

9. Dolina Dedovky – dedovské vrstvy (tab. III, foto 2 a 3)

V koryte Dedovského potoka nad horárňou Dedovka sa na cca 100 m odkrývajú dedovské vrstvy belovežského súvrstvia. V strmo postavenom súvrství sa striedajú jemnozrnné muskovitové pieskovce so zelenými, hnedastými a sivými ílovcami po 2 – 10 cm, do toho sa vkladajú vrstvy stredno- až hrubozrnných sivých kremenno-drobových pieskovcov aj so šupinkami biotitu. Prítomnosť týchto pieskovcov (okrem iného) odlišuje dedovské vrstvy od belovežských vrstiev s. s.

10. *Záblatie*, potok pod cestou – ráztocké vrstvy

V potoku zarezanom do tvaru V sa pod tektonicky porušeným komplexom pieskovcov odkrývajú ráztocké vrstvy – ich flyšová litofácia. Tmavé ílovce majú tabuľkovito-lastúrnatý rozpad, miestami sú vápnité. Jemnozrnné pieskovce (hrubé 2 – 15 cm) majú štruktúrnu stavbu Tabc. Sú tu aj prinajmenšom dve polohy sivých slieňovcov (9 a 16 cm) s hojnými bioturbačnými chodbičkami. Tieto slieňovce sú pomerne výrazným identifikačným znakom tejto časti súvrstvia, béžová patina ich robí nápadnými aj v malých úlomkoch v náplavoch potoka.

11. Krásno nad Kysucou, zárez cesty (defilé) – kýčerské vrstvy (tab. IV, foto 3 a 4)

Je to vyše kilometra dlhé defilé v zárezе štátnej cesty Žilina – Čadca nad Krásnom nad Kysucou. Za oporným betónovým múrom sú hrubé lavice kýčerských pieskovcov s hojnými prúdovými stopami, s vtlačeninami a so stopami typu *Taphrhelmithopsis* a i. Na južnom konci profilu je viditeľná sklzová vrása metrových rozmerov s vergenciou na juh. Okrem toho je v strednej časti defilé niekoľkých vrstiev bielych kremenných pieskovcov s glaukonitom, ktoré tu indikujú vložený pruh oščadnických vrstiev.

12. Zborov nad Bystricou – Klubina – kýčerské vrstvy (tab. V, foto 1)

V rozsiahlej stene viacetážového lomu medzi Zborovom nad Bystricou a Klubinou sa ťažili kýčerské pieskovce. Zaujímavé je strmé uloženie vrstiev v podobe nahor otvoreného vejára. Zovretie súvrstvia smerom do hĺbky pripisujeme účinkom bočných posunov. V lome sa dajú študovať rozličné typy odtlačkov na spodných plochách drobových pieskovcov, ako aj tektonicky rozvlečené ílovcové závalky.

13. Vreščovský potok – vsetínske vrstvy

Na dne Vreščovky pod prítokom potoka Drobiská sa na 70 m odkrýva pasáž vsetínskych vrstiev. Ílovce bystrického typu sa striedajú s pieskovcami obohatenými glaukonitom, bežné sú zelené ílovce s hrúbkou do 0,5 m. Okrem pieskovcov s glaukonitom sú tu aj jemnozrnné laminované muskovitové pieskovce s čerinovým zvrstvením. Nájdeme tu aj niekoľko polôh žltých vápnitých

ílovcov a ojedinelé hrdzavo vetrajúce pelokarbonátové vrstvičky. Z ílovcov tu bolo určené nanoplanktónové spoločenstvo s *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) a *Cribrocentrum reticulatum* (GARTNER et SMITH) svedčiace o prinajmenšom strednoeocénnom veku súvrstvia.

14. Krásno nad Kysucou – oščadnické vrstvy

Pod mostom ponad riečku Bystricu nad jej sútokom s Kysucou za nízkeho stavu vody na dne vidno oščadnické vrstvy. Vrstvy sú postavené strmo, rieka obnažuje súvrstvie naprieč v dĺžke asi 150 m medzi mostami. Pieskovce sú jemno- až strednozrnné, ojedinele v spodnej časti aj drobnozlepencové, viaceré aj s glaukonitom. Vrstvy ílovcov bystrického typu tu nedosahujú väčšiu hrúbku – maximálne do 1 m.

15. Skalité, zárez železničnej trate – szczawinské pieskovce

Svetlosivé, jemno- až strednozrnné pieskovce s hojným muskovitom a ojedinele aj s biotitom vo vrstvách od 0,5 do 2 m sa odkrývajú v zarastenom zárezе železničnej trate Skalité – Zwardoń. Z týchto pieskovcov v ich odkryve v potoku ďalej na Z bol určený ?*Pseudosiderolites* sp. (det. E. Köhler) poukazujúci na ich kampánsky vek.

16. Dno Kysuce pod Kysuckým Novým Mestom – bystrické vrstvy (tab. VI, foto 5)

Oproti benzínovej pumpe Slovnaftu južne od Radole sa za nízkeho stavu vody v koryte Kysuce odkrývajú prahy tvorené hrubými vrstvami bystrických ílovcov – ich variety známej pod poľským názvom *margle łączkie*. Vrstvy ležia naprieč korytom so strmým sklonom na sever, pieskovcové lavice majú na južných plochách odtlačky prúdových stôp. Odkrytá je tu aj vrstva s chaotickým sklzovým zvrstvením – podmorského sklzu.

17. Radôstka – Lutiše, zárez cesty – bystrické vrstvy

Pozdĺž cesty Stará Bystrica – Belá/Terchová je niekoľko zárezov do svahu. V nich sa odkrývajú vrstvy bystrických ílovcov a lavice pieskovcov s glaukonitom. Bystrické ílovce majú typickú lastúrnatú odlučnosť. Tvoria niekoľko metrov hrubé vrstvy oddelené pieskovcami. Na spodných plochách pieskovcov sú prúdové stopy, stopy vlečenia a vtlačeniny. Celé súvrstvie je vo vertikálnej polohe s úklonom na juh. Niektoré vrstvy drobových pieskovcov vo vrchnej časti majú chaotické sklzové štruktúry svedčiace o vysokoenergetickom prostredí sedimentácie.

Na profile je dokumentovaný aj dvojaký smer prúdových stôp: od severu na juh v prípade kremenno-arkózových pieskovcov s glaukonitom a od východu na západ v prípade drobových pieskovcov (tab. VI, foto 6).

18. Radôstka – Stará Bystrica – belovežské súvrstvie (tab. VI, foto 1)

V koryte potoka na konci Radôstky v dĺžke asi 500 m je nesúvislo odkryté belovežské súvrstvie bystrickej proveniencie. Je to typová lokalita tohto súvrstvia. Jemnozrnné pieskovce so šikmým čerinovým zvrstvením, s muskovitom na plochách laminácie a s bioglyfmi na spodných plochách sa tu pravidelne striedajú s ílovcami sivých, hnedastých a zelených farieb. Z týchto vrstiev, ďalej smerom na západ, pochádza ichnofosília *Paleodictyon* sp. Vek súvrstvia je starší eocén.

19. Korňa – naftový prameň

Pod lazom *Hrinčákovci* (obec Korňa) na lúke v priehlbine asi metrového priemeru je voda s povlakom ropy na hladine. Je to ojedinelý výskyt – samovoľné vystupovanie ropných uhľovodíkov na povrch pri ústí starého vrtu. Táto oblasť bola predmetom naftovej prospekcie už po dve storočia (prehľadne napr. Matějka, 1946). V blízkom okolí sa odvŕtalo viacero vrtov so zámerom získať ťažiteľné množstvo ropy.

20. Biely kríž – *Jančíkovci* (s. od Vrchpredmiera) – zosuv

Východne od k. Súľov (903 m) sa tiahne 1,6 km dlhý a 250 m široký zosuv s prevýšením 200 m do doliny Predmieranky. Zosuv je založený na úzkom pásme s tmavými bridličnatými ílovcami medzi plocho uloženými pieskovcami istebnianskeho súvrstvia. Zosuv po celej dĺžke sleduje ílovcový pruh, takže sú dané podmienky na jeho plynulé tečenie až do doliny. V materiáli okrem kamenitých hlín sú aj bloky kremenných pieskovcov odtrhnuté z ohraničujúcich pieskovcových lavíc.

21. Oščadnica, dolný koniec – terasový systém

Na dolnom konci Oščadnice s. od kóty Kykula (608 m) (oproti kaplnke P. Márie) je interpretovaný profil štrukturovanej terasy. Potok je zarezaný pozdĺžne do vsetínskych vrstiev – brehy sú vystužené lavicami pieskovcov s glaukonitom. Na ľavobreží je nivná terasa vo výške 2 m s bázou štrkov okolo 0,5 m nad tokom. Na pravobreží je erózna báza terasy v úrovni 1,5 m nad tokom a štrky na tejto terase sú prekryté telesom cesty. Asi 80 m vyššie v smere proti toku sú vo svahu odkryté drobové aj glaukonitové pieskovce siahajúce do úrovne 15 m nad tok Oščadnice. Na týchto pieskovcoch spočívajú zahlinené štrky risskej terasy v hrúbke minimálne 7 m (sledovateľné v políčkach nad cestou).

22. Radoľa – Podhradiská – risská terasa (tab. IX, foto 1)

Ide o štrky risskej terasy v záreze nad budovou klubu za futbalovým ihriskom. V záreze vysokom 5 m sú hrubé piesčité štrky s pestrým materiálom znášaným aj z priestoru bradlového pásma. Táto terasa bola pomerne rozsiahla práve pozdĺž Vadičovského potoka pod jeho prielomom cez bradlové pásmo. Patrí k nižším stredným terasám systému.

23. Kysucké Nové Mesto – nad Budatínskou Lehotou (tab. XI, foto 4)

Na ľavom brehu Kysuce oproti Kysuckému Novému Mestu (v Budatínskej Lehote) v úrovni 50 m nad eróznou bázou Kysuce sú štrky mindelskej terasy. Z pôvodne zarovnaného terénu mindelskej riečnej nivy cca 10 m nad úroveň terasy na dĺžke asi 50 m trčí obtočník – lavica bystrických ílovcov a pieskovcov. Dnes je táto lokalita obohnaná plotom na súkromnom pozemku.

24. Stará Bystrica – *Strapáčovci* – terasa

Na pravom brehu Bystrice je odkryv v poľnej ceste zahĺbenej do bystrických vrstiev. Bystrické vrstvy tu boli erodované starým tokom Bystrice, ktorý vytvoril výraznú eróznu plošinu. Je to báza nižšieho risského stupňa s piesčitými štrkmi v nadloží s celkovou hrúbkou cca 4 m.

25. Oščadnica, samota *Liptákovci* – zosuvné územie

Zosuv zo svahu pod kótou Kykula má v hornej časti šírku 500 m, jeho dĺžka od odlučnej hrany po potok je 1,5 km. V tejto časti okolo nadmorskej výšky 690 m spôsobil prehradenie údolia a nad ním sa vytvorilo jazierko. Po opätovnom prerezaní potoka bola časť zvodnených sedimentov spláchnutá vo forme zemného prúdu ďalej o 1 km až pod *Závozy*. To malo za následok aj prehradenie údolia nad horárňou Tichá, kde sa dočasne zvýšila erózna báza. Po prerezaní zosuvných sedimentov v hrúbke až viacej ako 25 m sa zosuv relatívne stabilizoval a vzniklo na ňom osídlenie (*Závozy*, *Liptákovci*). Podložím sú kýčerské vrstvy, ktoré sú síce pieskovcového charakteru, no ílovce medzi pieskovcami, a najmä ich tektonické porušenie a strmý reliéf, prispeli k vzniku zosuvu. Vek zosuvu je pravdepodobne ešte pleistocénny.

ZÁVER

Územie kysuckého regiónu je tvorené flyšovým pásmom, ku ktorému sa na juhu prikladá bradlové pásmo. Flyšové pásmo od severu na juh zastupuje sliezska jednotka a magurský príkrov s čiastkovými tektonicko-litofaciálnymi jednotkami – račianskou, bystrickou a oravskomagurskou. Každá z týchto jednotiek má svoje vlastné vrstvové postupnosti.

Sliezsku jednotku charakterizuje plošne aj hrúbkou rozsiahle pieskovcové istebnianske súvrstvie. Račianska jednotka je typická výskytom hrubého komplexu kýčerských pieskovcov vrchnoeocénneho veku. Bystrickú jednotku charakterizujú kilometrové bystrické vrstvy stredného eocénu.

Unikátne je zmapovanie tektonických útržkov oravskomagurskej jednotky pri severnom ohraničení bradlového pásma. Oravskomagurský sled bol na Kysuciach identifikovaný po prvý raz (Potfaj a Šlepecký et al., 1996). Napriek jeho silnému tektonickému postihnutiu identifikačným znakom je prítomnosť pieskovcov magurského litotypu a malcovské/raciborské súvrstvie.

Šupinovo-vrásová stavba magurského príkrovu má v podstate vejárovitý charakter s osou vejára zhruba na čiare Kysucké Nové Mesto – Nová Bystrica. Severne od tejto línie vrstvy s jednoznačne severnou vergenciou upadajú na juh, zatiaľ čo južne od deliacej čiary vrstvy upadajú strmo na sever. Na južnom okraji pri styku s bradlovým pásmom je oravskomagurská jednotka tektonicky rozbitá, s chýbajúcimi súvrstviami. Tento kontakt pokladáme za transformnú zónu ľavého strihu na rozhraní medzi vonkajšími a vnútornými Západnými Karpatmi.

Magurský príkrov sa tektonicky stýka s bradlovým pásmom, ktoré tu pozostáva z kysuckého bradla (jura až staršia krieda v kysuckom vývine) s jeho obalom – snežnickými a gbelianskymi vrstvami. Kysucký sled má štandardnú postupnosť vrstiev, v schéme sme však vypustili kysucké vrstvy. Mapovaním sa ich existencia nepotvrdila. Okrem toho sa na stavbe bradlového pásma zúčastňujú aj kriedové súvrstvia, ktoré tu s istými pochybnosťami priraďujeme ku klapskej jednotke.

Mapovanie sliezskej jednotky pred čelom magurského príkrovu prinieslo niekoľko poznatkov a otvorilo viaceré problémy:

a) Vyčlenené polohy s čiernymi ílovcami v istebnianskom súvrství litofaciálne pripomínajú čierne podmenilitové ílovce. Preto vzniklo podozrenie, že postupnosť vrstiev istebnianskeho pieskovca, tak, ako vystupuje na našom území, nie je súvislá, ale na niektorých z týchto polôh môže byť tektonicky prešmyknutá.

b) Podmenilitové súvrstvie je faciálne nesmierne členité. Stanovenie litofaciálnych vzťahov iba z územia, ktoré sme mapovali, je takmer nemožné pre tektonické rozdrobenie. Vzniklo pod ťarchou magurského príkrovu a v dôsledku širokého zakrytia svahovinami. Fácia tmavých ílovcov je na niektorých miestach udivujúco podobná na menilitové súvrstvie a jej zaradenie je preto problematické.

c) Litofácia podmenilitového súvrstvia s glaukonitovými pieskovcami a s lastúrnatými ílovcami pripomínajúca zlínske súvrstvie by mohla byť po preskúmaní preradená ako tektonická trieska do magurskej jednotky. Tu sa zatiaľ pridržame interpretácie Menčíka a Tyráčka (1985), ktorí tieto výskyty včlenili do podmenilitového súvrstvia sliezskej jednotky.

d) Celá zóna styku magurského a podložného sliezskeho príkrovu je tektonicky rozdrvená a súvrstvia zovreté medzi dve pomerne kompaktné pieskovcové telesá (istebnianske v podloží a solánske v nadloží) sú silne stlačené. Navyše, predpokladané bočné pohyby indikované aj diagonálnymi strihmi potrhali zbridličnatené litosómy na nesúvislé šošovky a bloky. Preto je táto zóna výrazná aj morfologicky ako brázda so súvrstviami s oslabenou mechanickou odolnosťou proti zvetrávaniu.

Z mapovania magurského príkrovu vyplynuli nasledujúce novšie poznatky:

- Mohutný vývoj solánskeho súvrstvia, ktoré zastupujú ráztocké pieskovcové vrstvy reprezentované biotitovými pieskovcami, sa ťahá v severnej, okrajovej štruktúre od Korne (Klokočova) na SZ cez Bahaňu (827 m) a Sagatku (671 m) a smeruje do ČR na Girovú (840 m). Južnejšie štruktúry už takýto hrubý komplex solánskeho súvrstvia neobsahujú.
- V tektonických šupinách račianskej jednotky sme definovali fáciu riečanských pieskovcov v belovežskom súvrství s pestrými vrstvami.
- Potvrdzuje sa odlišnosť belovežského súvrstvia račianskej jednotky od belovežského súvrstvia bystrickej jednotky. Preto dosiaľ poznané belovežské súvrstvie v Starej aj Novej Bystrici sme označili belovežské súvrstvie *bystrickej proveniencie*. Zásadné odlišnosti od belovežského súvrstvia račianskej jednotky sú jeho uniformita na celej ploche bystrickej jednotky a pomerne úzke stratigrafické rozpätie, vek paleocén – starší eocén, zatiaľ čo severnejší (račiansky) faciálny typ zasahuje až do stredného eocénu, a to vrátane pestrých, červených ílovcov.
- V Oščadnici sme v račianskej jednotke vyčlenili nové litostratigrafické jednotky: dedovské vrstvy v rámci belovežského súvrstvia a oščadnické vrstvy v rámci zlínskeho súvrstvia. Belovežské súvrstvie v týchto končinách sa podľa nanoplanktónových spoločenstiev omladzuje; jeho vek je spodný eocén až priabón(?). Nepodarilo sa tu paleontologicky doložiť vek belovežského súvrstvia s červenými ílovcami.
- Na viacerých miestach v externejších štruktúrach račianskej jednotky sme zmapovali vychylovské súvrstvie, ktorého oblasť výskytu bola pôvodne limitovaná na bystrickú jednotku. Vzhľadom na obmedzené vystupovanie jeho postavenie však nie je všade jednoznačné.
- Zlínske súvrstvie je litofaciálne dosť pestré. Oproti pôvodne vyčleňovaným pieskovcovým kýčerským a pelitickejším vsetínskym (bystrickým) vrstvám sme odlíšili polyfaciálne oščadnické vrstvy. Reprezentujú viac-menej aj tzv.

hieroglyfové vrstvy v zmysle poľských geológov, no čiastočne aj v ich ponímaní „pasierbiecke pieskovce". Pasierbiecke pieskovce s. s. v našom ponímaní tu predstavujú iba tie pasáže, v ktorých podiel pieskovcov je vyšší ako 1 – 1,5.

- V zlínskom súvrství račianskej jednotky sme zaznamenali zmenu v litostratigrafickej náplni medzi jednotlivými štruktúrami od severu na juh: Zatiaľ čo severnejšie štruktúry sú zastúpené takmer v celom profile vsetínskymi vrstvami, južné majú výrazný pieskovcový komplex kýčerských vrstiev na hrebeni Veľkej Rače a na Rycierovej hore (1 226 m).
- V kýčerských vrstvách v niektorých úrovniach sa okrem štandardných drobových pieskovcov vyskytujú aj pieskovce s glaukonitom, a to miestami s výrazným podielom. Tieto pasáže sme na mape vyznačili ako samostatný súbor.
- Oproti doterajším poznatkom najväčšiu zmenu na mape zaznamenáva zobrazenie štruktúrno-tektonickej stavby. Pozdĺžne „pásma" sú budované nosnou kostrou zlínskeho súvrstvia, zvýraznené litologickým kontrastom kýčerských a vsetínskych/oščadnických vrstiev. Medzi týmito niekoľko stometrovými telesami je v antiklinoriálnej pozícii zovreté tektonicky redukované belovežské súvrstvie. Štruktúry majú pomerne strmé uloženie, ich vergencia je na sever až severozápad (navonok).

Z mapy vyplýva deštrukcia pozdĺžnej vrásovo-šupinovej stavby diagonálnymi zlomami s výraznou zložkou bočného posunu. Znázornenie takýchto zlomov v kysuckej oblasti chýbalo. Jediným reprezentantom tejto skupiny bol zlom Raková – Semeteš, zobrazený na generálnej geologickej mape mierky 1 : 200 000 (Roth et al., 1962), prípadne 1 : 500 000 (Lexa et al., 2000). Diagonálne zlomy a strihové zóny členia relatívne súvislé pásma na drobnejšie, v pôdoryse šošovkovité telesá metrových až niekoľko stometrových rozmerov.

V systéme kvartérnych terás Kysuce a jej prítokov sme definovali škálu pomerne kompletného zastúpenia terasových stupňov od würmu po donau v desiatich úrovniach, ktoré sme korelovali so schémou Halouzku (1986, 1993). Vyznačené terasové úrovne sú podrobne štrukturované aj vďaka vyhodnoteniam viacerých hydrogeologických a inžinierskogeologických vrtov. Zatiaľ dostatočne nevysvetlený je výskyt ojedinelých obliačikov granitoidov tatridnej proveniencie na niekoľkých miestach stredných a vyšších terás.

Významná je identifikácia a zobrazenie starých zosuvov s prehradením dolín v Oščadnici-Tichej a vo Fojtovom potoku, v Kelčove, ale aj s. od Makova v Pavelkovskom potoku či vo Vychylovskej doline.

Geologická mapa Kysúc poskytuje základné geologické informácie o stavbe tejto časti flyšového pásma a priľahlej časti bradlového pásma. V geologickom reze naprieč všetkými tektonickými jednotkami sme zobrazili interpretáciu stavby v štruktúrne komplikovanej zóne styku vonkajších a vnútorných Západných Karpát.

LITERATÚRA

Adamová, M., 1993: Geochemie sedimentů račanské jednotky magurské skupiny flyšové (Západní Karpaty). In: Zpr. geol. Výzk. v Roku 1992, s. 7.

Andrusov, D., 1928: Příspěvky ku geologii severozápadních Karpat. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., č. 4, s. 167 – 189.

Andrusov, D., 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech, I. Úvod, II. Stratigrafie. In: Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ., č. 6. s. 1 – 167.

Andrusov, D., 1932: Geologický posudek o flyšovém území jz. od Turzovky na Slovensku s ohledem na pravděpodobnost naftových výskytů. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.

Andrusov, D., 1933: Drobné zprávy o geologii moravskoslezských Karpat. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., č. 9.

Andrusov, D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, III. Tektonika. In: Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ., č. 9, s. 1 – 135.

Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied. 376 s.

Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát III. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied. 392 s.

Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Cicha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán, O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotayová, R., Leško, B., Ložek, V., Menčík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, V., Pícha, F., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Seneš, J., Slávik, J., Stráník, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. a Vozár, J., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1, A/K. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra. 442 s.

Andrusov, D. a Bieda, F., 1932: O nálezu nummulinové fauny v okolí Jablunkova ve Slezsku a o stáří subbeskydského flyše (Sur la trouvaille d'une faune de nummulines prés de Jablunkov en Silésie et sur l'age du Fysch subbezkyde). In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., č. 8, s. 312 – 316.

Andrusov, D. a Kuthan, M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina (4361/2). In: Práce St. geol. Úst., č. 10, s. 1 – 196 (+ Podrobná geologická mapa Slovenska. List Žilina 4361/2).

Andrusov, D. a Samuel, O., 1973: Guide to excursion E: Cretaceous – Palaeogene of the West Carpathians Mts. In: X Congres of CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra. 78 s.

Babánek, F., 1864: Vorlage d. geologischen Karten des Aufnahmsgebietes im Waagthale. In: Ibidem, XVI.

Babánek, F., 1866: Die nördlichen Teile des Trentschiner Comitates. In: Jb. Geol. Reichsanst. (Wien).

Bąk, M., 1999: Uppermost maastrichtian radiolaria from the Magura nappe deposits, Czech outer Carpathians. In: Ann. Soc. geol. Pol., 69, s. 137 – 159.

Beck, H. a Götzinger, G., 1932: Erläuterungen zur geologischen Karte des Ostrau-Karwiner Steinkohlenbeckens, der Westbeskiden und des sudetischen Randgebietes. Wien, Geol. Bundesanst.

Began, A., 1968: Geologická stavba bradlového pásma stredného Považia. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra. 116 s.

Beleš, F. et al., 1975: Kysucké Nové Mesto – tehliarske hliny. Záverečná správa a výpočet zásob z etapy VP so stavom ku dňu 31. 12. 1975. Manuskript. 105 s.

Beleš, F. a Ivančenko, M., 1976: Kysucké Nové Mesto – VP, tehliarske suroviny. Záverečná správa z 1. podetapy, stav k 15. 12. 1975. Manuskript. Žilina, Geol. Priesk.

Beleš, F., Potfaj, M., Fejdiová, O., Köhler, E., Samuel, O. a Žecová, K., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape, list Skalité (list 26 132). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra. 28 s.

Bieda, F. a Ksiązkiewicz, M., 1958: W sprawie wieku piaskowca Babiej Góry (On the age of the Babia Góra sandstone – Summ.). In: Kwart. geol., 2, s. 841 – 856.

Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra. 77 s. (+ mapa).

Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen belt, Carpathians, Poland. In: Stud. geol. pol., 45, s. 7 – 159.

Bodorová, J., 1990: Kysucké Nové Mesto – transformovňa. Manuskript. Žilina, archív IGHP, 38 s.

Borza, K., 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.

Böckh, J., 1914: Geologisches Outachten über das Vorkommen von Erdöl in Bohuslawitz a. d. Wlara, Mähren.

Broďáni, V., 1979: Raková – Bahaná, výstavba závodu Tatra. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra. 28 s.

Bubík, M., 1999: Results of taxonomic research on Cretaceous – Paleogene flysch-type agglutinated foraminifera. In: Geol. Carpath., 50, s. 17 – 19.

Bubík, M., Bąk, M. a Švábenická, L., 1997: Integrated microbiostratigraphy in the Maastrichtian to Paleocene distal-flysch sediments of the Uzgrúň section (Rača unit, Carpathian flysch, Czech Republic). In: Miner. slov., 29, s. 287 – 289.

Bubík, M., Bąk, M. a Švábenická, L., 1999: Biostratigraphy of the Maastrichtian to Paleocene distal flysch sediments of the Rača units in the Uzgrúň section (Magura group of nappes, Czech Republic). In: Geol. Carpath., 50, 1, s. 33 – 48.

Buday, T., Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stráník, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty, sv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol. – Academia. 652 s.

Burtanówna, J., Konior, K. a Ksiązkiewicz, M., 1937: Mapa geologiczna Karpat Ślaskich. Kraków.

Cahelová, J., Jakeš, O., Škárová, M. a Prokopovič, P., 1974: Seizmický průzkum metodou SRB na profilech 1/72 – 73, 2/73, 4/73 a 6/72 v oblasti Sever a 70/73 (Dinoseis) v oblasti Střed. Manuskript. Praha, Geofond.

Cahelová, J., Chudomel, J., Jihlavec, F. Kochová, H., Němeček, V. a Škárová, M., 1978: Zpráva o reflexně seizmickém měření na profilech 211 D/77, 212 A-B/77, 213/77, 214 A-B/77 v úseku Sever v r. 1977. Manuskript. Praha, Geofond.

Cieszkowski, M., Schnabel, W. a Waśkowska-Oliwa, A., 1999: Development and stratigraphy of the Paleocene – Early Oligocene thick-bedded turbidites in the north--western zone of the Magura nappe, Outer Carpathians, Poland., In: Geol. Carpath., 50, s. 20 – 21.

Cieszkowski, M., Ślączka, A. a Wdowiarz, S., 1985: New data on structure of the Flysch Carpathians. In: Przegl. geol., 33, s. 313 – 333.

Cieszkowski, M. a Waskowska-Oliwa, A., 2001: Skawce sandstone member – a new lithostratigraphic unit of the Labowa Shale formation (Paleocene – Eocene: Magura Nappe, Siary Subunit), Polish Outer Carpathians. In: Bull. Acad. pol. Sci., Ser. Sci. Terre, 49, s. 137 – 149.

Čepek, L., 1931: Návrh na sondovací práce pro vrtbu T-3 u Turzovky. Manuskript. Brno, archív VÚN.

Čepek, L., 1938: Příčná elevace turzovské antiklinály u Staškova. In: Věst. St. geol. Úst., 1934, roč. X., s. 195.

Čepek, L. a Kodym, O., 1934: Turzovská skiba mezi Predmírem a moravskými hranicemi. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 10, s. 196 – 196.

Daněček, O., Chudomel, J., Kadlečík, J., Káňová, M., Klíč, M., Kolman, L., Kouřil, M., Malý, J., Novák, J., Ondrák, J., Schwarz, J., Viewegh, J. a Zbořil, A., 1988: Reflexně-seizmický průzkum flyšového pásma a vnitrokarpatských jednotek (č. ú.: 84-1102). Brno, Geofyzika, s. 1 – 59.

Doležal, J., 1966: Regionální kvantitativní interpretace tíhového pole v západní částí flyšového pásma čs. Karpat. Věst. Ústř. Úst. geol., 41, 1, s. 29 – 33.

Eliáš, M., 1956: Zpráva o sedimentárně petrografickém výzkumu západní části magurského flyše za rok 1955. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1955, s. 28 – 30.

Eliáš, M., 1961a: Comment on petrographic characteristics of the Inner-Carpathian flysch in relation to some important source-areas. In: Geol. Práce, Zoš., 60, s. 233 – 243.

Eliáš, M., 1961b: Poznámky k otázce materiálu soláňského vývoje spodního oddílu paleogénu magurské série. In: Věst. Ústř. Úst. geol., 36, s. 89 – 95.

Eliáš, M., 1963: Způsob sedimentace soláňských vrstev v západní oblasti magurského flyše v ČSSR. In: Věst. Ústř. Úst. geol., 38, s. 253 – 259.

Eliáš, M., 1968: Zpráva o sedimentologickém výzkumu spodních soláňských vrstev z vrtu Soláněc-1. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1968, s. 202 – 207.

Eliáš, M., 1970: Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. In: Sbor. geol. Věd, Geol., 18, s. 7 – 99.

Eliáš, M., Grubhoffer, V. a Hanzlíková, E., 1969: Zhodnocení vrtu Oščadnica 1. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol., 64 s.

Franko, O. a Kolářová, M., 1985: Mapa minerálnych vôd ČSSR. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Frnčo, M., Kostúrová, M., Vrábľová, M., Krištofík, J. a Hrabovský, M., 1980: Kysucké Nové Mesto – Suľkov – Dubie – sídlisko. Manuskript. Žilina, IGHP, 20 s.

Grenčíková, A., 1994: IG mapa Čadca – Kysucké Nové Mesto. Manuskript. Žilina, INGEO, 40 s.

Gross, P., Köhler, E., Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., Nagy, A., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salaj, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H., Samuel, O., Snopková, P., Potfaj, M., Žecová, K. a Boorová, D., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra. 319 s.

Halouzka, R., 1986: Z nových poznatkov o stratigrafii kvartéru terasových náplavov riek Západných Karpát (Stredné Pohronie, Orava a Turiec). In: Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra, 21, s. 167 – 175.

Hanzel, V., Kullman, E., Dovina, V., Franko, O., Škvarka, L. a Vrana, K., 1984: Podzemné vody Slovenska a prognózy ich využitia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Hanzlíková, E., 1956: Příspěvek k mikrobiostratigrafii magurského flyše mezi Dlhopolskou dolinou a Kysucou. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1955, s. 56 – 59.

Hanzlíková, E., 1961: Doklad turonu v bašských vrstvách slezské jednotky. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1960, s. 140 – 141.

Hanzlíková, E., 1962: Mikrobiostratigrafické zpracování vrtů Štramberk-18, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.

Hanzlíková, E., 1963: Mikrobiostratigrafický výzkum lhoteckých vrstev. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1962, s. 204 – 207.

Hanzlíková, E., 1966a: Die Foraminiferen der Lhoty-Schichten. In: Čas. Morav. Muz. (Brno), Vědy přír., 60, s. 95 – 132.

Hanzlíková, E., 1966b: Biostratigrafie frýdeckých vrstev (turon až svrchní maastricht). In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1964, 1, s. 289 – 291.

Hanzlíková, E., 1969: Mikrobiostratigrafie hlubinného vrtu Staré Hamry-1 A (godulské souvrství). In: Věst. Ústř. Úst. geol., 44, 3, s. 175 – 183.

Hanzlíková, E., 1969b: The foraminifera of the Frýdek Formation (Senonian). In: Sbor. geol. Věd, Paleont., 11, s. 7 – 84.

Hanzlíková, E., 1969e: Stratigrafie hlubinného vrtu Oščadnica 1 na základě studia mikrofosilií. In: Eliáš, M. (ed.): Zhodnocení vrtu Oščadnica 1. Praha, Ústř. Úst. geol., s. 1 – 16.

Hanzlíková, E., 1972: Mikropaläontologische Zoneneinteilung und Stratigraphie der Istebna-Schichten und ihres unmittelbaren Hangenden. In: Věst. Ústř. Úst. geol., 47, 2, s. 69 – 77.

Hanzlíková, E., 1973: Foraminifera of the variegated Godula Member in Moravia (Cenomanian – Turonian). In: Sbor. geol. Věd, Paleont., 15, s. 119 – 184.

Hanzlíková, E., 1981: Biostratigrafie a ekologie menilitových vrstev. In: Zem. Plyn Nafta, 26, 1, s. 29 – 44.

Hanzlíková, E. a Pesl, V., 1964: Příspěvek k poznání faciálního vývoje spodního oddílu paleogénu račanské série magurského flyše. In: Věst. Ústř. Úst. geol., 39, s. 419 – 425.

Haško, J., 1973: Vysvetlivky k základnej geologickej mape mezozoika bradlového pásma na listoch Nesluša, Žilina, Kysucké Nové Mesto a Strečno 1 : 25 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 146 s.

Haško, J., 1973: Stratigrafia a tektonika bradlového pásma Oravy a Kysúc spojené s geologickým mapovaním v mierke 1 : 10 000 a 1 : 25 000 (oblasť Zázrivej a Lalinky). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 12.

Haško, J., 1975: Vysvetlivky k mezozoiku bradlového pásma na listoch Horný Vadičov, Belá a Terchová v mierke 1 : 25 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 62 s.

Haško, J., 1978: Tektonické pomery bradlového pásma Kysuckej vrchoviny. In: Geol. Práce, Spr., 70, s. 123 – 128.

Haško, J. a Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra. 145 s.

Haško, J. a Potfaj, M., 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, M-34-99-A-b, Zázrivá. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 52 s.

Haško, J. a Samuel, O., 1977: Stratigrafia kriedy varínskeho úseku bradlového pásma. In: Geol. Práce, Spr., 68, s. 49 – 67.

Hohenegger, L., 1855: Neuere Erfahrungen aus Nordkarpaten. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 6, s. 304 – 312.

Hohenegger, L., 1861: Die geognostichen Verhältnise der Nordkarpaten in Schlesien und angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien. Gotha.

Horniš, E., 1962: Štrkopiesky rieky Kysuce zo stránky petrograficko-technologickej. In: Čas. Mineral. Geol., 7, s. 26 – 34.

Houša, V., 1961: Stáří štramberského a kopřivnického vápence. In: Čas. Mineral. Geol., 6, 4, s. 410 – 418.

Houša, V., 1978: Geologická stavba a stratigrafie vápencového ložiska Kotouč u Štramberka. Manuskript. Praha, Čs. Akad. Věd.

Houša, V., Krs, M., Krsová, M. a Pruner, P., 1996: Magnetostratigraphic and micropaleontological investigations along the Jurassic/Cretaceous boundary strata, Brodno near Žilina (Western Slovakia). In: Geol. Carpath., 47, 3, s. 135 – 151.

Houša, V., Krs, M., Man, O., Pruner, P. a Venhodová, D., 1999: Correlation of magnetostratigraphy and Calpionellid biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Western Carpathians. In: Geol. Carpath., 50, 2, s. 125 – 144.

Hynie, O., 1924: Ložiska zemního oleje se zvláštním zřetelem k výskytům v Československé republice. In: Báň. svět, 15. června 1924, roč. III., č. 6.

Chmelík, F., 1966: Úvodní zpráva. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1964, s. 269 – 276.

Chmelík, F., 1966: Karpatský flyš, neogén a jihočeské pánve. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1964.

Chmelík, F., 1969: Komplexní geologické zhodnocení vrtu Oščadnica 1. Oščadnica 2. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.

Jadroň, D., 1993: Doplňujúci inžiniersko-geologický prieskum cesta I/11 Čadca – Oščadnica. Žilina, Ingeo, s. 221 – 226.

Jahn, J., 1919: Posudek o petroleojonosném území v Turzovce ve stolici Trenčanské. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.

Jahn, J., 1933: Die bisherigen Ergebnisse der Erdölgewinnung und Erdölsuche in der Tsechochoslowakei. In: Petroleum, XXIX, 33, s. 10 – 12.

Jahn, J., 1934: O těžbě a hledání nafty v naší republice. In: Příroda, XXVII, 5, s. 138 – 145.

Jahn, J. a Schnabel, E., 1922: O dvou hlubinných vrtbách na karbónské uhlí v Bílých Karpatech na Slovensku. In: Sbor. Přírodověd. Společ. (M. Ostrava), II., s. 26 – 35.

Jetel, J., 1994: Priepustnosť a prietočnosť pripovrchovej zóny západného úseku flyšového pásma Západných Karpát. In: Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., 12.

Jurková, A., 1977: Geologický profil vrtu Valašské Meziříčí NP-518. In: Sbor. Geol. Průzk. v Ostravě, s. 43 – 71.

Kettner, R., 1921: Geologické poměry naftového výskytu na Slovensku. In: Hornický věst., III., 11, s. 150 – 151, 161 – 163.

Kettner, R. a Záruba, Q., 1923: Geologické studie v karpatském flyši na moravsko-slovenských hranicích (Études géologiques dans le flysch carpathique a la frontiere moravo-slovaque). In: Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., II, s. 25 – 42.

Kodym, O. et al., 1930: Geologická zpráva o stavu vrtání na olej v Turzovce, sepsaná na vrtbě dne 2. srpna 1930. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.

Kodym, O. et al., 1931: Geologický posudek o dnešním stavu výzkumných prací ve státním naftovém terénu u Turzovky. Manuskript. Hodonín, archív ČND.

Kodym, O. a Hynie, O., 1926: Geologický posudek o naftovém terénu u Turzovky pro VII. odbor Ministerstva veř. prací. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.

Koráb, T., Potfaj, M., Wunder, D., Gabauer, G. a Bálint, J., 1988: Geologický výskum perspektívnych oblastí na výskyt ložísk ropy a zemného plynu. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Koráb, T., Potfaj, M., Vass, D., Wunder, D. a Bálint, J., 1991: Geologické perspektívy nových výskytov ropy a zemného plynu v SR. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 59 s.

Kozikowski, H., 1956: Jednostka Ropy – Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. In: Biul. Inst. Geol. Pol., 1, 110, s. 93 – 138.

Kozikowski, H., 1958: Stosunek plaszczowiny magurskiej do podloża. In: Acta geol. pol., 8, s. 179 – 209.

Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska. Martin, Osveta.

Krystek, I., 1962: Zpráva o výzkumu soláňských vrstev v Chřibech v roce 1961. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1961, s. 199 – 200.

Krystek, I., 1973: Členění godulského souvrství na základe těžkých minerálů. In: Věst. Ústř. Úst. geol., 48, 1, s. 47 – 50.

Ksiązkiewicz, M., 1948: Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry (Stratigraphy of the Magura series north of the Babia Góra, Western Carpathians – Summ.). In: Biul. Inst. Geol. Pol., 48, s. 3 – 35.

Ksiązkiewicz, M., 1956: Geology of the Northern Carpathians. In: Geol. Rdsch., 45, 2, s. 369 – 411.

Ksiązkiewicz, M., 1963: Zarys geologii Babiej Góry. Krakow, Babiagórski Park Narodowy.

Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M. a Vozár, J., 2000: Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých oblastí 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra

Liebus, A. a Uhlig, V., 1902: Über einige Fossilien aus der karpatischen Kreide. In: Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients, 14, s. 113 – 130.

Macoun, J., 1961. Přehled výsledků geologických výzkumů eolických sedimentů v Československu do roku 1961. Manuskript. Praha, Geofond.

Macoun, J. et al., 1962: Zpráva o výzkumu a mapování čtvrtohorních pokryvných útvarů Ostravska a Moravské brány za rok 1960. In: Anthropozoikum (Praha), 11, s. 221 – 239.

Maheľ, M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, M., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, J., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, E. a Salaj, J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXV Žilina. Bratislava, Geofond. 272 s.

Malata, E., 2000: Foraminiferal assemblages of the Magura nappe (Polish Outher Carpathians) and their Paleobathymetrical implications. In: Slovak Geol. Mag., 2 – 3, s. 172 – 174.

Malý, J., 1974: Povodie Kysuce II. Manuskript. Žilina, IGHP, 15 s.

Marschalko, R., Mišík, M., Samuel, O. a Kysela, J., 1980: Sprievodca po bradlovom pásme stredného Považia. In: Fusán, O. a Samuel, O. (eds.): Materiály XXIII. celoštátnej geologickej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 113 – 137.

Matějka, A., 1946: Nafta v Československé republice. Praha, Geofond. 20 s.

Matějka, A., 1949: Geologická studie z okolí Valašského Meziříčí. In: Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., 16, s. 643 – 693.

Matějka, A., 1953: Zpráva o výskytech nerostných surovin v Turzovce. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.

Matějka, A., 1962: Struktura Oščadnica. Praha, Ústř. Úst. geol., s. 1 – 8.

Matějka, A., 1964: Předběžná zpráva o geologii magurského flyše severovýchodně od Oščadnice. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1962, s. 196 – 198.

Matějka, A. a Čepek, L., 1933: Les gisements de napthe de la republique Tchécoslovaque. In: Geologie Mijnbouw, Amsterodam.

Matějka, A. a Chmelík, F., 1956: Zpráva o výzkumu magurského flyše mezi Dlhopolskou dolinou a Kysucou (List spec. mapy Turzovka 4261). In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1955, s. 127 – 129.

Matějka, A. a Roth, Z., 1949: Zpráva o geologických výzkumech na listech Turzovka a Stará Bystrica. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 24. s. 130 – 135.

Matějka, A. a Roth, Z., 1949a: Vrtba u Svrčinovce. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 24, s. 37 – 43.

Matějka, A. a Roth, Z., 1949b: O „hrádeckém pískovci" Slezských Beskyd. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 24, 1, s. 45 – 56.

Matějka, A. a Roth, Z., 1949c: Geologie magurské skupiny flyšové v povodí Kysuce. In: Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., 16, s. 521 – 619.

Matějka, A. a Roth, Z., 1949d: Předběžné poznámky ke geologii Moravskoslezských Beskyd. In: Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., 16, s. 293 – 328.

Matějka, A. a Roth, Z., 1950: Poznámky o hlavních tektonických jednotkách magurského flyše v ČSR. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., XXV.

Matějka, A. a Roth, Z., 1952: Příspěvek ke geologii povodí Ostravice v Moravskoslezských Beskydech. In: Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 19, s. 621 – 646.

Matějka, A. a Roth, Z., 1954a: Mapovací zpráva z terénu mezi Ostravicí a Stonávkou (Moravskoslezské Beskydy). In: Zpr. geol. Výzk. Ústř. Úst. geol.v r. 1953, s. 106 – 110.

Matějka, A. a Roth, Z., 1954b: Zpráva o geologickém mapování v Moravskoslezských Beskydech mezi Ondřejnicí a Trnávkou. In: Zpr. geol. Výzk. Ústř. Úst. geol. v r. 1953, s. 06 – 110.

Matějka, A. a Roth, Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. In: Rozpr. Ústř. Úst. geol., 22, s. 1 – 332.

Mazúr, E., 1963: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria (Geomorfológia a kvartér). Bratislava, Čs. Akad. Věd – Geografický ústav Slov. Akad. Vied. 184 s.

Mazúr, E. a Jakál, J., 1980: Atlas Slovenskej socialistickej republiky. Bratislava, Slov. Akad. Vied, Slov. úrad geodézie a kartografie. 296 s.

Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie (mapa). Bratislava, Geograf. ústav Slov. Akad. Vied.

Menčík, E., 1957: Geologická stavba v oblasti Turzovka – Čadca a její vztah k průběhu isanomál tíhového pole. Praha, Ústř. Úst. geol. 16 s.

Menčík, E., 1960: Přehledný geologický rozbor podslezské a slezské jednotky a jejich dnešní vztah k Českému masívu. I. etapa: Východní část Moravskoslezských Beskyd a Pobeskydí, jejich geologická stavba a otázka živičnosti. Manuskript. Praha, Geofond.

Menčík, E., 1969: O některých tektonických problémech v magurské skupině flyšové. In: Geol. Práce, Spr., 47, s. 91 – 128.

Menčík, E., 1974: Litofacální členění račanské jednotky na Moravě. In: Věst. Ústř. Úst. geol., 49, s. 97 – 103.

Menčík, E., 1979: Předpříkrovové projevy vrásnění v dílčím godulském příkrovu slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. Seminář k 60. výročí založení Ústř. Úst. Geol., Sborn. přednášek. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.

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 (Geology of the Moravskoslezské Beskydy Mts. and the Podbeskydská pahorkatina Upland – Summ.). Praha, Ústř. Úst. geol. 304 s.

Menčík, E. a Pesl, V., 1955: Stratigrafie a tektonické poměry subslezského příkrovu na listu Nový Jičín (4160). In: Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 21, 1, s. 149 – 171.

Menčík, E., Pesl, V. a Plička, M., 1954: Zprávy o geologickém mapování v západní části Hostýnských a Vizovických vrchů. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1953. Praha, Ústř. Úst. geol.

Menčík, E., Pesl, V. a Plička, M., 1956: Přehled výsledků geologického mapování při západním ukončení Hostýnských vrchů. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1955. Praha, Ústř. Úst. geol.

Menčík, E. a Tyráček, J., 1983: Beskydy a Podbeskydská pahorkatina (Geologická mapa 1 : 100 000). Praha, Ústř. Úst. geol.

Menčík, E. a Tyráček, J., 1985: Přehledná geologická mapa Beskyd a podbeskydské pahorkatiny 1 : 100 000. Praha, Ústř. Úst. geol.

Menčík, E. et al., 1970: Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000 M-34-74-D-c Gura. Vysvětlivky k základní geologické mapě. Manuskript. Praha, Geofond.

Menčík, E. et al., 1970f: Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000 M-34-74-B-c Jablunkov. Vysvětlivky k základní geologické mapě. Manuskript. Praha, Geofond.

Mišík, M., Sýkora, M. a Jablonský, J., 1991: Strihovské zlepence a juhomagurská kordiléra [Strihovce conglomerates and South-Magura exotic ridge (West Carpathians)]. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol., 14, s. 7 – 72.

Nemčok, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied. 320 s.

Noth, J., 1916: Geologisches gutachten über das Erdölgebiet bei Turzofalva, Csadca in oberungarn. Hodonín, archív ČND.

Ondra, P. a Hanák, J., 1992: Korelace některých flyšových souvrství v. Moravy na podkladě petrofyzikálních parametrů. In: Věst. Čes. Geol. Úst., 62, 2, s. 117 – 128.

Oszczypko, N., 1992: Late Cretaceous through Paleogene evolution of Magura basin. In: Geol. Carpath., 43, 6, s. 333 – 338.

Oszczypko, N., 1999: From remnant oceanic basins to collision-related foreland basin – A tentative history of the outher Western Carpathians. In: Geol. Carpath., 50, s. 161 – 163.

Ožvoldová, L., 1989: Rádiolarity z vybraných lokalít západnej časti bradlového pásma. In: Zborník z paleontologickej konferencie. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 77 – 84.

Pánek, M. et al., 1997: Podrobný ing.-geol. prieskum. I/11 Čadca – Obchvat. Záverečná správa. Manuskript. Žilina, Geostatik, s. r. o., 49 s.

Paul, C. M., 1868: Die nördliche Arva. In: Jb. Geol. Reichsanst., 18, s. 203 – 245.

Paul, C. M., 1891: Die Karpathensandsteine des mährischungarischen Grenzgebirges. In: Jb. Geol. Reichsanst., 40, s. 447 – 514.

Paul, C. M. a Tietze, E., 1877: Studien in der Sandsteinzone der Karpaten. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 27, s. 33 – 130.

Pekar, J., 1968: ZVL Kysucké Nové Mesto, expertíza. Manuskript. Žilina, IGHP, 40 s.

Pesl, V., 1951: Geologické poměry flyšového území jv. od Bystřice pod Hostýnem. Manuskript. Praha., archív Přír. fak. Univ. Kar.

Pesl, V., 1962: Biotitová facie soláňskych vrstev v oblasti Girové jižně od Jablunkova. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1961. Praha, Ústř. Úst. geol., s.186 – 187.

Pesl, V., 1964: Dva vývoje zlínských vrstev v západní části račanské jednotky. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1963. Praha, Ústř. Úst. geol., s. 263 – 264.

Pesl, V., 1964: Litofaciální rozdělení spodního oddílu paleogénu západní části račanské jednotky (magurský flyš). In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1962. Praha, Ústř. Úst. geol., s. 198 – 199.

Pesl, V., 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 3, s. 179 – 212.

Pesl, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR. In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 9, s. 71 – 118.

Pesl, V. et al., 1987: Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000, 25-144 Jablůnka. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol., 63 s.

Pesl, V. a Hanzlíková, E., 1963: Vývoj soláňských vrstev v Moravskoslezských Beskydech. In: Geol. Práce., Zpr., 30, s. 127 – 146.

Pesl, V., Hanzlíková, E. a Peslová, H., 1982: Stratigraphie tektonischer Einheiten der äusserren Karpaten in der Bohrung Jablůnka-1 bei Vsetín (Mähren). In: Věst. Ústř. Úst. geol., 57, s. 1 – 15.

Pesl, V. a Menčík, E., 1965: Spodní – střední křída magurského příkrovu v Moravskoslezských Beskydech. In: Zpr. geol. Výzk. Ústř. Úst. geol. v r. 1964, s. 285 – 286.

Pesl, V. a Menčík, E., 1966: Příspěvek k litofaciálnímu vývoji paleogénu račanské jednotky ve východním povodí Kysuce. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1964, s. 299 – 301.

Pesl, V., Jurášová, F., Plička, M., Žůrková, I., Michalíček, M., Šimánek, V., Šmíd, B., Uhmann, J. a Váňová, M., 1973: Hlavní výsledky vrtu Lidečko-1 (okres Vsetín). In: Věst. Ústř. Úst. geol., 48, s. 79 – 84.

Pesl, V., Peslová, H., Rybářová, A., Kolejka, J., Čekan, V. a Švábenická, L., 1987: Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000, 25-144 Jablůnka. Praha, Ústř. Úst. geol. 63 s.

Pesl, V. a Švábenická, L., 1988: Vápnitý nanoplankton svrchního maastrichtu v soláňském souvrství. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1985, s. 153 – 155.
Pesl, V. a Žůrková, I., 1967: Vápnitost sedimentů v západní části magurského flyše. In: Geol. Práce., Zpr., 41, s. 185 – 189.
Pesl, V. et al., 1972a: Základní geologická mapa 1 : 25 000 M-34-85-C-a Zubří. Vysvětlivky k základní geologické mapě. Manuskript. Praha, Geofond.
Pesl, V. et al., 1972b: Základní geologická mapa 1 : 25 000 M-34-85-C-b Rožnov. Vysvětlivky k základní geologické mapě. Manuskript. Praha, Geofond.
Pesl, V. et al., 1978: Základní geologická mapa 1 : 25 000 25-242 Klokočov. Vysvětlivky k základní geologické mapě. Manuskript. Praha, Geofond.
Peslová, H., 1971: Asociace těžkých minerálů v istebňanských vrstvách. In: Věst. Ústř. Úst. geol., 46, 2, s. 93 – 100.
Peslová, H., 1971: Výskyt a charakteristika tilloidných slepenců v istebňanských vrstvách. In: Geol. Práce, Spr., 55, s. 187 – 201.
Pivko, D., 1998: Cycles of different scale in the turbidites of the Magura nappe of the northern Orava, Western Carpathians (Campanian – Upper Eocene). In: Slovak Geol. Mag., 4, 2, s. 95 – 106.
Plička, H., 1957: Plynový výron jižně od Čadce. Praha, Ústř. Úst. geol., 15 s.
Plička, M., 1958: Vyhodnocení výskytů živic v magurském flyši: Svrčinovec (vrtba). Brno, UpNV. 12 s.
Plička, H., 1958b: Situace naftových výronů u Niž. Korně v létě 1957. Praha, Ústř. Úst. geol.
Polášková, M., 1961: Záverečná správa z prieskumu na tehliarske hliny. Manuskript. Turčianske Teplice – závod Žilina, Geologický prieskum, n. p., 30 s.
Posewitz, Th., 1907: Petroleum und Asphalt in Ungarn. In: Sonderabdr. a. d. Mitt. a. d. Jber. Kön. ung. geol. Anstalt.
Potfaj, M., 1983: Postavenie magurských pieskovcov a malcovské vrstvy na Orave. In: Geol. Práce, Spr., 79, s. 117 – 140.
Potfaj, M., 1988: Štruktúrny výskum flyšového pásma západného Slovenska s využitím interpretácie geofyzikálnych prác (Orava). Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, PriF UK, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 96 s.
Potfaj, M., 1989: Vychylovské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka v magurskom flyši (paleogén Kysúc a Oravy). In: Spr. o Výsk. Geol Úst. D. Štúra, 25 s. 43 – 49.
Potfaj, M., 1996: Geological project for the „Vadičov" drill hole. In: Geol. Práce, Spr., 101, s. 22 – 23.
Potfaj, M., 1997: Relation of the Klippen belt and the Flysch zone in the territory of western Slovakia. In: Plašienka, D., Hók, J. et al. (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 119 – 125.
Potfaj, M., 1998: Geodynamics of the Klippen Belt and Flysch Belt of the Western Carpathians. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 143 – 154.
Potfaj, M., Beleš, F., Fejdiová, O., Köhler, E., Samuel, O. a Žecová, K., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26-132 (Skalité). Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 43 s.
Potfaj, M., Gašpariková, V. a Köhler, E., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Nová Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 96 s.

Potfaj, M. a Haško, J., 1978: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 M-34--99-A-a Terchová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 34 s.

Potfaj, M., Kubeš, P. a Fiľo, M., 2001: Geologicko-geofyzikálny rez ZB-1; región Západné a stredné Beskydy. In: Kubeš, P. (ed.): Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Potfaj, M., Maglay, J., Boorová, D., Buček, S., Nagy, A. a Žecová, K., 2002: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 na listoch Vychylovka – Nová Bystrica (26 143), Nová Bystrica (26 321), Stará Bystrica (26 312), Varín (26 314) a Žilina (26 313). Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 32 s.

Potfaj, M., Maglay, J., Sýkora, M., Kohút, M., Buček, S., Vass, B. a Nagy, A., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26-134 Oščadnica. Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 19 s.

Potfaj, M., Novák, J., Kaňová, M., Kolman, L. a Vomáčková, R., 1993: Projekt vrtu Vadičov. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra. 27 s.

Potfaj, M., Samuel, M., Raková, J. a Samuel, O., 1991: Geologická stavba Kubínskej Hole (Orava). In: Západ. Karpaty, Sér. Geol., 15, s. 25 – 66.

Potfaj, M., Šlepecký, T., Beleš, F., Sandanus, M. a Januš, J., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26-131 (Svrčinovec). Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 28 s.

Potfaj, M., Šlepecký, T., Maglay, J., Fejdiová, O., Köhler, E., Žecová, K., Kohút, M., Buček, S., Januš, J., Nagy, A., Prokša, P., Sandanus, M. a Vass, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26 311 Kysucké Nové Mesto. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 25 s.

Potfaj, M., Teťák, F. a Šlepecký, T., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 25-243 (Makov) a 25-421 (Veľký Javorník). Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 21 s.

Potfaj, M. a Vass, B., 1998: Kvartérne terasy Vadičovského potoka nad Radoľou – povodie Kysuce. In: Geol. Práce, Spr., 103, s. 9 – 18.

Rakús, M., Bezák, V., Mello, J., Plašienka, D., Potfaj, M., Vass, D., Maglay, J., Vozár, J., Aubrecht, R., Baňacký, V., Bielik, M., Biroň, A., Boorová, D., Halouzka, R., Havrila, M., Hók, J., Horniš, J., Hraško, L., Hrnčárová, M., Jablonský, J., Janák, M., Madarás, J., Michalík, J., Milovský, R., Petrík, I., Pitoňák, P., Polák, M., Pristaš, J., Prokešová, R., Putiš, M., Reháková, D., Šimon, L., Soták, J., Spišiak, J., Sýkora, M., Szalaiová, V., Šantavý, J., Šefara, J., Tomek, Č. a Vozárová, A., 1997: Geodynamický vývoj Západných Karpát – II. etapa. Záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 338 s.

Rentka, R. et al., 1999: Cesta I/II Čadca, obchvat mesta. Manuskript. Žilina, Váhostav, 27 s.

Robaszynski, F. a Caron, M., 1979: Atlas de foraminiféres planctoniques du Crétacé moyen (Mer Boréale et Téthys). In: Cah. Micropaleont., 1, s. 1 – 186.

Rohalová, M., a Ivančenko, M., 1992: Záverečná správa s výpočtom zásob Oščadnica, VP tehliarska surovina, stav k 31. 7. 1992. Manuskript. Spišská Nová Ves, Geol. priesk.

Roth, Z., 1966: Stáří a povaha mesozoických a terciérních pohybů v čs. vnějších západních Karpatech. In: Čas. Mineral. Geol., 11.

Roth, Z., 1979: The Krásna-1 borehole in the central part of the Moravskoslezské Beskydy Mountains. In: Věst. Ústř. Úst. geol., 54, 2, s. 103 – 113.

Roth, Z., 1980: Západní Karpaty – terciérní struktura střední Evropy. In: Knih. Ústř. Úst. geol., 55.

Roth, Z., Benešová, E., Čechovič, V., Eliáš, M., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Matějka, A. a Pícha, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M--34-XX Trstená. Bratislava, Geofond. 59 s.

Roth, Z., Cicha, I., Bubík, K., Dvořák, J., Dybowá-Jachowiczová, S., Eliáš, M., Frajová--Eliášová, H., Hanzlíková, E., Jansa, L., Jurková, A., Losert, J., Mencl, V., Menčík, E., Muller, K., Paulík, J., Petrik, F., Pícha, F., Plička, M., Polák, A., Pták, J., Purkyňová, E., Řehoř, F., Řezáč, B., Stehlík, O., Šamalíková, M., Šibrava, D., Šmíd, B., Tomšík, J. a Zeman, J., 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-34-XIX Ostrava. Praha, Geofond. 292 s.

Roth, Z., Cicha, I., Demek, J., Eliáš, M., Frajová-Eliášová, H., Hanzlíková, E., Jetel, J., Mencl, V., Mísař, Z., Pašek, J., Paulík, J., Pícha, F., Plička, M., Polák, A., Šalanský, K., Šamalíková, M., Šimek, R., Šmíd, B., Tyráček, J. a Unzeitig, M., 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXIV Olomouc. Praha, Geofond, Čs. Akad. Věd. 226 s.

Roth, Z. a Matějka, A., 1953: Pelosiderity Moravskoslezských Beskyd, jejich historický význam, petrografická a chemická povaha. In: Geotechnica (Praha), 16.

Rybáriková, R., 1987: Dubie – potraviny. Manuskript. Žilina, Stavoprojekt, 10 s.

Rybáriková, R., 1989: Kysucké Nové Mesto – rozšírenie cintorína. Manuskript. Žilina, Stavoprojekt, 9 s.

Rylko, W., 1978: Analiza stratygraficzna plaszczowiny magurskiej w przekroju doliny Smerekówka Wielka w Beskidzie Zywieckim. In: Kwart. geol., 22, 1, s. 107 – 118.

Rylko, W., 1992: Litostratygrafia osadów plaszczowiny magurskiej w poludniowo--wschodniej czesci Beskidu Żywieckiego (Karpaty zewnetrzne). In: Biul. Inst. geol. Pol., 368, s. 37 – 63.

Rylko, W., 1994: Tektonika jednostki magurskiej w poludniowo-wschodniej czesci Beskidu Żywieckiego (Karpaty Zewnetrzne). In: Biuletyn (Państw. Inst. geol.), 369, s. 31 – 47.

Rylko, W., Żytko, K. a Raczkowski ,W., 1992: Objasnenia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000; Arkusz Czadca (1045), Ujsoly (1046). Warszawa, Państw. Inst. geol.

Salaj, J. a Samuel, O., 1977: A propos du Cénomanien supérieur Turonien de la zone des Klippes des Carpates occidentales slovaques. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 2 – 3, s. 71 – 86.

Samuel, O., Gašpariková, V. a Ondrejíčková, A., 1988: Mikrobiostratigrafická korelácia spodnej a strednej kriedy západnej časti bradlového pásma. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 46.

Scheibner, E., 1958: O výskyte tzv. „globigerinovo-rádioláriových vrstiev" v kysuckom vývine pieninskej série vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. In: Geol. Sbor., 9, s. 182 – 187.

Scheibner, E., 1961: Mezozoikum bradlového pásma. In: Zjazdový sprievodca XII. sjazdu čsl. spol. pre min. a geol. Slov. výbor, sekcia B – mezozoikum. Bratislava.

Scheibner, E., 1967: Karpatské pásmo bradlové. In: Buday, T. et al.: Regionální geologie ČSSR, II, 2. Praha, Academia, Ústř. Úst. geol. 105 s.

Scheibner, E. a Scheibnerová, V., 1958: Kysucké a snežnické vrstvy – nové členy kriedy pieninskej série v kysuckom vývine. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 9, 2, s. 178 – 179.
Scheibner, E. a Scheibnerová, V., 1969: Type profile of the Kysuca Sequence (Unit) Pieniny Klippen Belt, Carpathians. In: Věst. Ústř. Úst. geol., 44, s. 339 – 349.
Scheibnerová, V., 1960: Poznámky k rodu *Praeglobotruncana bermudez* z kysuckých vrstiev bradlového pásma. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 11, s. 85 – 90.
Scheibnerová, V., 1961: Mikrofauna strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma Západných Karpát. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 5, s. 1 – 108
Schnábel, E., 1919: Zpráva o naftové oblasti kysucké u Makova – Turzovky a Čadce v Trenčanské stolici. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.
Schulz, F., 1921: Rozbory československých rop. In: Horn. Věst., III.
Sikora, W. a Żytko, K., 1959: Budowa Beskidu Wysokiego na poludnie od Żywca. In: Biul. Inst. Geol. Pol., 4, 141, s. 1 – 204.
Ślączka, A. a Kaminski, M. A., 1998: Guidebook to excursions in the Polish flysch Carpathians. The Grzybowski Foundation. 171 s.
Smiešková, K. et al., 1968: Oblasť Čadce – tehliarske hliny. Záverečná správa a výpočet zásob z etapy VP so stavom ku dňu 31. 12. 1968. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Smiešková, K., Hasch, J., Janus, J. a Bondarenková, A., 1977: Záverečná správa a výpočet zásob – oblasť Kysúc II, VP, stavebný kameň (lokalita Ochodnica). Manuskript. Žilina, Geol. Priesk., 102 s.
Smiešková, K. a Hasch, J., 1991: Záverečná správa z úlohy Lopúšne Pažitie – surovina stavebný kameň. Geol. Priesk., š. p., Spišská Nová Ves, 77 s.
Smiešková, K. a Ivančenko, M., 1992: Výpočet zásob stavebného kameňa na výhradnom ložisku Nesluša – Rudina. Progeo, spol. s. r. o., Žilina. Záverečná správa o geologickej úlohe Nesluša – Rudina (Surovina tehliarska). Geol. Priesk., š. p., Spišská Nová Ves, 75 s.
Smiešková, K. a Kandera, K., 1996: Záverečná správa o geologickej úlohe (Nesluša – Rudina), VP, tehliarska surovina. Manuskript. Žilina, Geol. Priesk., 75 s.
Smiešková, K. a Kandera, K., 1997: Výpočet zásob stavebného kameňa na výhradnom ložisku Ochodnica. Progeo, spol. s. r. o., Žilina, 14 s.
Soták, J., 1992: Evolution of the Western Carpathian suture zone – Principal geotectonic events. In: Geol. Carpath., 43, 6, s. 355 – 362.
Srnánek, J., 1961: Inžiniersko-geologický prieskum pre vodné dielo Klubina. Manuskript. Bratislava, riaditeľstvo Pôdohospodárskeho rozvoja, 23 s.
Storm, L., 1941: Geologische Notitz über Holzmans Grabenfeldern bei Turzovka. Praha, archív Ústř. Úst. geol.
Stráník, Z., 1981: Litofaciální vývoj a korelace menilitových vrstev ve flyšovém pásmu Karpat na Moravě. In: Zem. Plyn Nafta, 26, 1, s. 9 – 18.
Stráník, Z., Menčík, E., Eliáš, M. a Adámek, J., 1993: Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. Geologie Moravy a Slezska, Brno, Moravské zemské muzeum a Sekce geol. věd PřF MU, s. 107 – 122.
Swidzinski, H., 1948: Stratigraphical index of Northern Flysch Carpathians. In: Biuletyn (Państw. Inst. geol.), 37, s. 5 – 128.
Šibrava, V., 1962: Vývoj výskumů sedimentů kontinentálního zalednění na území ČSSR. Manuskript. Praha, Ústř. Úst. geol.

Šlepecký, T., Potfaj, M., Sandanus, M., Teťák, F., Januš, J. a Vondráček, L., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 na listoch 26-133 (Čadca) a 25-244 (Turzovka). Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 27 s.

Šlepecký, T., Potfaj, M. a Teťák, F., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 25-242 Horná Lomná. Čiastk. záver. spr. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 23.

Štelcl, J. ml., 1989: Petrology and geochemistry of granitoid exotics of the Rača unit of the Magura flysch. In: Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 6, s. 735 – 748.

Štúr, D., 1858: Über die geologische Beschaffenheit der Gegen zw. Hluck, Ungr. Hradisch, Zlín, Wisowitz, Lidečko und der ungarischen Gränze in Mähren. In: Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 9.

Štúr, D., 1860: Bericht Über die geologische Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. In: Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 11, s. 17 – 151.

Šuba, J., Bujalka, P., Cibulka, L. Hanzel, V. a Kullman, E., 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. In: Hydrofond, 14, SHMÚ Bratislava.

Šubjak, M., 1961: Vyhľadávací prieskum – surovina na výrobu keramzitu a tehliarskych výrobkov. Manuskript. Žilina, Geol. Priesk., 45 s.

Šubjaková, M., 1972: Záverečná správa zo štúdie stav: kameňa so stavom k 24. 3. 1972. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 150 s.

Šutora, A., Janoštík, M., Leško, B., Hromec, J., Cimbalík, V. a Krus, S., 1983: Geofyzikální průzkum flyšového pásma a vnitrokarpatských jednotek v západní části Slovenska. Brno, Geofyzika. 225 s.

Šútor, A. a Zmrzlý, M., 1974: Tíhový průzkum Jablunkovské brázdy. Zpráva za rok 1973. Manuskript. Praha., Geofond.

Švábenická, L., Bubík, M., Krejčí, O. a Stráník, Z., 1997: Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura group of nappes in Moravia (Czech Republic). In: Geol. Carpath., 48, 3, s. 179 – 191.

Tietze, E., 1889: Beiträge zur Geologie von Galizien. In: Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 39.

Točík, A., 1976: Stavebnogeologický posudok k základovej pôde prístavby haly – Píla Krásno n/ Kysucou. Záverečná správa 37792. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 3 – 4.

Tužinský, A., 1965: Hydrogeologické pomery kvartérnych riečnych uloženín údolia rieky Kysuce a Bystrice. In: 16. sjazd Čs. spol. min. geol. Sprievodca. Žilina. IGHP, s. 228 – 236.

Tužinský, E., 1965: Povodie Kysuce a jej prítokov. Hydrogeologický prieskum riečnych náplavov. Záverečná správa. Manuskript. Žilina, IGHP.

Uhlig, V., 1883: Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. In: Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), math.-naturwiss. Kl., 46, s. 127 – 290.

Uhlig, V., 1888: I. Reiseberricht über die Gegend nordwestlich von Teschen A, B. In: Verh. K.-Kön. Geol. Reichsanst. (Wien.), s. 246 – 247.

Uhlig, V., 1888: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. I. In: Jb. Geol. Reichsanst. (Wiwn), 38, s. 83 – 264.

Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen (in Bau und Bild Österreichs). Wien – Leipzig, s. 651 – 911.

Uhlig, V., 1904: Über die Klippen der Karpaten. In: Comptes Rendus IX. Congres géol. internat. de Vienne 1903. Wien, s. 427 – 454.

Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. In: Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss., Bd. CXVI, s. 1 – 114.

Uchman, A., 1998: Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. In: Ann. Soc. geol. Pol., 68, s. 105 – 218.

Vašíček, Z., 1971: Zur Biostratigrapfie des tieferen Teils (Malm – Alb) der Schlesischen Einheit (Beskiden, Tschechoslowakei). In: Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh., 3, s. 181 – 192.

Vašíček, Z., 1972a: Ammonoidea of the Těšín – Hradiště formation (Lower Cretaceous) in the Moravskoslezské Beskydy Mts. In: Rozpr. Ústř. Úst. geol., 38.

Vašíček, Z., 1972b: Contribution to the fauna of the Lower Těšín Formation (Upper Jurassic) in the Třinec district. In: Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol., 17, 2, s. 97 – 107.

Vašíček, Z., 1973a: Zur Barreme-Apt-Grenze in der Schlesischen Einheit. In: Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. P, 15, s. 49 – 74.

Vašíček, Z., 1973b: Über einige von Uhlig (1883) beschreibene Unterkreide-Ammoniten. In: Sbor. geol. Věd, Ř. P, 15, s. 49 – 74.

Vašíček, Z., 1974: Zpráva o makropaleontologickém výzkumu slezské jednotky za rok 1971. In: Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol., 18, 1, s. 97 – 115.

Vašíček, Z., 1975: Zur Revision der Ammoniten von den Oberen Těšín-Schichten (Valendis-Stufe). In: Sbor. geol. Věd, Paleont., 17, s. 71 – 107.

Vašíček, Z., 1977: Zu den Unterkreide-Vertretern der Gattung Inoceramus in der Schlesischen Enheit (äussere Karpaten, Tschechoslowakei). In: Čas. Slez. Mus. (Opava), Vědy přír., 26, s. 55 – 62.

Vašíček, Z., 1979: Makrofaunistická charakteristika dílčích tektonických šupin ve slezské jednotce (malm – cenoman). In: Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol., 23, 1, s. 177 – 194.

Vašíček, Z., 1980: Biostratigraphie des Mesozoikums der Schlesischen Einheit in Nordost-Mähren. In: Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol., 23, 1, s. 177 – 194.

Vašíček, Z., 1981a: Zwei neue faunistische Fundorte in der Unterkreide der Silesischen Einheit und Ergebnisse der Revision der von Uhlig (1883) beschreibenen Ammoniten. In: Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol., 25, 2, s. 119 – 134.

Vašíček, Z., 1981b: Die Clansay-Ammoniten aus den höchsten Hradiště-Schichten (Silesische Einheit Tschechoslowakei). In: Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol., 25, 2, s. 193 – 203.

Vašíček, Z., Reháková, D., Michalík, J., Peterčáková, M. a Halásová, E., 1992: Ammonites, aptychi, nanno- and microplankton from the Lower Cretaceous Pieniny Formation in the „Kysuca Gate" near Žilina (Western Carpathian Klippen Belt, Kysuca Unit). In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 16, s. 43 – 57.

Vavrík, F. a Galvánek, V., 1984: Javorníky, Kysuce. Turistický sprievodca ČSSR. Bratislava, Šport.

Vozár, J., Šantavý, J., Potfaj, M., Szalaiová, V. et al., 1999: Atlas of deep reflection seismic profiles of the Western Carpathians and their interpretation. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra. 31 s./38 pl. A2.

Waśkowska-Oliwa, A., 2000: Interpretacja biosratygraficzna i paleoekologiczna zespołów otwornic aglutynujących z paleoceńsko-środkowoeoceńskich osadów płaszczowiny magurskiej w rejonie Suchej Beskidzkiej (Karpaty fliszowe). In: Przegl. geol., 48, 4, s. 331 – 335.

Winkler, W. a Slaczka, A., 1994: A late Cretaceus to Paleogene geodynamic model for the Western Carpathians in Poland. In: Geol. Carpath., 45, 2, s. 71 – 82.

Woldřich, J. a Matějka, A., 1935: Přehledná zpráva o stavu geologických a exploatačních prací v naftových oblastech Československé republiky. Hodonín, archív ČND.

Zakovič, M., Hanzel, V., Kullman, E., Jetel, J., Franko, O., Bodiš, D., Polák, M., Gross, P., Potfaj, M., Gašparik, J., Vaškovský, I., Klinec, A. a Haško, J., 1990: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list 26, Žilina. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra. 146 s.

Zbihlej, D., 1975: Kysucké Nové Mesto – 140 bytových jednotiek. Manuskript. Žilina, IGHP, 32 s.

Zuber, R., 1899: Geologisches Gutachten über das Petroleumgebiet in Turzovka in Ungarn. Praha, archív Ústř. Úst. geol.

Zuber, R., 1900: Gutachten über das Petroleumverkommen in Turzovka. Praha, archív Ústř. Úst. geol.

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra. 256 s.

Žůrková, I., 1975: Těžké minerály v pískovcích godulského souvrství v západním křídle Jablunkovské brázdy. In: Věst. Ústř. Úst. geol., 50, 5, s. 297 – 299.

Żytko, K., 1962: Stratigraphy of the Magura Unit in the southwestern part of the Beskid Żywiecki (Flysch Carpathians). In: Bull. Acad. pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr., 10, 3, s. 167 – 177.

Żytko, K., Zajac, R., Gucik, S., et al., 1989. Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their Foreland 1 : 500 000. In: Poprawa, D. a Nemčok, J. (eds.): Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland.). Warszawa, Państ. Inst. geol. – Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra – Praha, Ústř. Úst. geol., s. 1 – 1.

GEOLOGY OF THE KYSUCE

Summary

Introduction

The Geological map of Kysuce depicts the region covering area of the Kysuca River Catchment down to the Kysuca Gate. The Magura Flysch of the Kysuce Region belonged among the less geologically investigated areas, so far. The research of the authors Matějka and Roth in the period 1946 –1956 enabled to establish a lithostratigraphic and tectonic division into three facies-tectonic units (Rača, Bystrica and Biele Karpaty-Oravská Magura). Pesl (1964 – 1968) reworked the characteristics of the Paleogene lithofacies in the Magura unit, furthermore, he divided the Soláň Formation and in the Zlín Formation of the Rača unit he distinguished several lithofacies. The newest correlation among stratigraphic units was carried out for geological maps at 1 : 500 000 scale (Potfaj in Biely et al., 1996, Lexa et al., 2000). The geologic mapping of the Žilina section of the Klippen Belt at 1 : 25000 scale was made J. Haško and the state of the knowledge at that time is recorded in the map at 1 : 50 000 scale (Haško – Polák, 1979).

Geological setting

Three main tectonic geological units take part in the territory geological setting, from north-west to south-east these are: the Silesian nappe, Magura unit and Klippen Belt. The Silesian nappe covers only limited part of our territory and only its upper (Paleogene) lithostratigraphic units are cropping out to the surface. From the south, there is a slice-fold system of the Magura unit thrusted over the Silesian nappe. The Magura sediments, ranging in age from the Later Cretaceous to Early Oligocene (?) can be divided, based upon the lithofacies characterisation of individual sequences into tectono-lithofacies units. The partial Rača unit is characteristic by the occurrences of the Kýčera Sandstone, the typical Soláň Formation and the Riečka Sandstone of the Lower Beloveža Beds. The Bystrica unit is represented by the thick Bystrica Beds. Within the region, the Oravská Magura unit occurs only rudimentary along the southern rim at its contact with the Klippen Belt.

In the cross-section the Magura unit is of approximately fan-shape structure, its north structures are inclined towards South, the middle part – mainly the Bystrica unit, is steeply positioned and its contact with the Klippen Belt is vertical.

The Klippen Belt is made of the Kysuca sequence. At the south-eastern rim of the Kysuce region the Klippen Belt incorporates also the Klape (?) unit formations.

Characterisation of lithofacies units

The Silesian nappe

The Istebná Formation (14)

The Istebná Formation is typical for the dominant pale-grey sandstone and conglomerate occurrence, with ochre-brown weathered rim, 1,3 – 5 m in their thickness. The sandstones are quartzose, arkosic, locally also graywacke, medium- to coarse-grained and fine-conglomerate. From place to place, they are intercalated with silty grey-black claystones of 0,5 cm to 30 cm thickness. There occur rarely also 2 – 3 cm thick pelosiderite layers.

The Istebná Formation thickness at the Slovak territory attains approximately 1 200 m. Its age is from the Early Campanian to Danian.

The Submenilite Formation (13)

The Submenilite Formation is composed of lithologically varied sequences, with characteristic predominance of either pelitic, or sandstone facies. The sandstone complex occurring at the bottom is termed as *Cięzkowice Sandstone* (***13c***).

The fundamental recognition mark of the Submenilite Formation is the presence of green claystones, grey and brown spotted, with laminated jointing. They alternate with green-brown and grey claystones. The fine- and medium grained bluish-grey sandstones occur sporadically.

Sandstone-conglomerate facies – the *Cięzkowice Sandstone* is made of pale-grey quartzose to arkosic sandstones and conglomerates. The conglomerates contain also clasts of crystalline rocks, the individual beds reaching the thickness of 1 – 12 m. The particular sign of this facies is a spherical jointing of sandstones (balls of 0,5 – 1,8 m diameter), for instance in the quarry near the Megonky Settlement.

The Submenilite Formation thickness in the Slovak territory attains about 800 m. Menčík et al. (1983) attributes to the Submenilite Formation the Paleocene to Middle Eocene age.

The Menilite Formation (12)

The Menilite Formation in the Slovak territory occurs only rudimentary and it is poorly exposed. The main identification sign is the presence of the grey-black varied-silty claystones 1 – 30 cm thick, at places intercalated with laminated aleurites, with sporadic dark-brown/black cherts. There occur also rare layers of bluish-grey quartzose and arkosic sandstones.

In the *Konečná Gorge* in Kornica and at the elevation (579) the black claystones and grey-black sandy claystones are accompanied by siliceous claystones and brown-black cherts.

Stráník (1981) attributed the Menilite Formation to the Oligocene. When considering its vague interfingering with the Submenilite Formation, we assumed, that the part of the Menilite Formation is of the Late Eocene age. The thickness of the Submenilite Formation in the Slovak territory does not exceed 180 m.

The Krosno Formation (11)

Grey sandstones and grey calcareous claystones represent the Krosno Formation. The sandstones as well as the claystones have increased muscovite content, the claystones contain also aleuritic admixture.

Near the *Krížkovci Settlement* (Korcháň), there occur benches and flags of calcareous blue-grey fine- to medium-grained sandstones with bended-lamellar texture. In the bottom part of the outcrop the sandstones are intercalated with sandy black-grey claystones and dark-brown claystones of up to 20 cm thickness. The ratio P = 0,97-2 and the bedding index I = 5,5.

The total thickness of the tectonically reduced formation does not exceed 200 m. According to Novotná (in Jurková, 1977) and Hanzlíková (1981) the age of the formation is Oligocene.

The Magura nappe

The Rača unit

In the Rača unit there is possible to follow two essential bed sequences: in the exterior structures the Soláň Formation dominates in the lower part and in the upper part the Zlín Formation crops out, represented by the Vsetín Beds. Within the interior structures the Soláň Formation diminishes and in the Zlín Formation the major part is occupied by the Kýčera Sandstone Beds (Fig. 5). From the viewpoint of lithofacies, the exterior zone corresponds to the Harklowa zone defined by Polish geologists (e. g. Cieszkowski et al. 1985).

The Soláň Formation (25–26)

The Soláň Formation represents a set of several lithofacies of the Senonian - Paleocene age. This is the oldest preserved lithostratigraphic unit of the Magura nappe in the Kysuce region. It is made of the Ráztoka and Lukov beds (Pesl et al., 1984, 1987), the Lukov Beds in the Kysuce region have not been identified, yet. In the Skalité surround, we distinguished the individual Szczawina Sandstones (Sikora – Żytko, 1959).

Within the Ráztoka Beds we distinguish the flysch (26) and sandstone lithofacies (25). Both of them are interfingering, the boundaries between them were defined based either upon the sandstone content of the formation or on the sandstone character.

The Ráztoka Beds Member – the flysch facies (26)

The flysch facies of the Ráztoka Beds consists of a thin-laminated flysch with the following formation parameters P = 0,2 – 1 and I = 5 – 12. Claystones are grey-green, rarely also grey to black, in major cases with aleuritic admixture. They have black-grey patina and occur in layers 3 – 30 cm thick. There occur also rare discontinuous layers of red claystones.

There are two types of sandstones in the formation. The first of them forms a lower part of the facies and is made of fine-grained laminated rock with beds reaching 1 to 10 cm thicknesses, sporadically even 30 cm. Medium- to coarse-grained graywacke sand-

stones represent the second type, forming benches 18 – 150 cm thick. Typical are slump deformation structures in beds (e. g. in the Olešnianka Valley).

There occur frequently also beds and lenses of pelosiderite and marlstones reaching up to 15 cm thickness.

The thickness of the flysch Ráztoka Beds in the Makov area is 150 m, in the NE up to 300 m. The samples from the territory of interest contain the nannoplankton association ranging in age from (Campanian?) to Maastrichtian.

The Ráztoka Beds – flysch facies can be compared with Inoceramus Beds defined by Sikora and Żytko (1959).

The Ráztoka Beds – the sandstone facies (25)

The Ráztoka "sandstone beds" represent a moderately bedded flysch complex. The basic recognition sign is a dominant occurrence of graywacke-arkose sandstone beds (10 – 250 cm). Some of them show an increased occurrence of biotite flakes and/or Lithothamnium and foraminifers clasts.

The thick beds are from gradation Ta interval; there occur intraclasts, water-escape and bioturbation structures. Some benches are even of conglomerate character with fragments composed of quartz, phyllites, quartzites, and feldspars, less carbonates. The thinner beds are conspicuously laminated.

Thin (5 –15 cm) claystone layers divide the sandstone benches from each other. There occur also rare thin pelosiderite layers. A particular facies in the Ráztoka Beds are sandy claystones to slaking clayey sandstones with fragments of green claystones and sandstone slump balls.

The overall characteristic of the formation is defined by ratio P = 1 – 5 (locally 0,3) and I = 1,5 – 4. The thickness of the sandstone facies of the Ráztoka Beds near Svrčinovec and north of Makov it attains 450 m, north of Turzovka and in Hlinené almost 1000 m. The current markings indicate the material contribution from the North (-NW.).

Based upon biostratigraphic data the age of the complex is assumed to Maastrichtian(?) – Paleocene (Bubík, 1999; Samuel in Potfaj – Beleš et al., 2001).

The Szczawina Sandstones Member(25a)

A dominant feature of the formation is the presence of medium- to coarse-grained graywacke sandstone banks in the flysch sequence. Several beds contain at the base fine-grained conglomerates, quartz clasts and sandstone pebbles, rarely also chloritic-sericitic schists. In the upper part of individual beds the muscovite portion, sporadically also biotite portion, are increasing. Between the sandstone layers variegated-grey claystones 0,1 – 50 cm thick are present. In the brook in Vreščovka, there are several layers of pale-grey-green marlstones reaching thickness up to 20 cm.

The Szczawina Sandstones occur in the Skalité zone. Their total thickness attains 350 m. We estimated their age as Maastrichtian(?) to Paleocene.

The Beloveža Formation (21 – 24)

The basic feature of the Beloveža Formation is a thin- to medium-bedded flysch, which is composed of fine-grained sandstones and grey-green to brownish claystones. The

sandstones/claystones ratio (P) is from 0,7 to 1,5; the bedding index (I) ranges from 5 to 15. The accompanying red claystones we assign to the Beloveža Formation. Mostly they occur in the basal part of the formation and their presence has been the reason for distinguishing of the "variegated beds" facies.

Generally, we have distinguished four facies varieties within the Beloveža Formation. They are: the variegated (red) claystone facies (*23*), the Riečka Sandstones Facies (*24*), the Beloveža Beds s. s. Member (*22*) and the Dedovka Beds Member (*21*).

The Beloveža Beds s. s. (22)

The essential portion of the Beloveža Formation is formed by thin-bedded flysch of sandstone-claystone pair with the rhythm: fine-grained sandstone, relatively continuous transition into aleuritic dark green or blue-grey claystone, which in its upper part is of brown-grey, occasionally pale grey colour. The sandstone layers are 1 – 8 cm thick, the claystone members are 1 – 5 cm thick, the ratio P = ±1 (0,3 – 1,2), I = 5 – 9.

In the area of Makov and on the Rača Mt. slope, the upper part contains a 5 – 25 m thick set of grey-greenish claystones with sericite flakes, with laminae of muscovite siltstones to sandstones. In the course of the Beloveža Formation NW of Pančava occur also quartzose sandstones with glauconite, but their occurrence is of minor extent.

The Beloveža Formation age has been determined in the range Paleocene to Middle Eocene. The Beloveža Formation thickness reaches about 300 m.

The Variegated Beloveža Beds (=variegated beds) – facies (23)

The recognition sign of the facies is the presence of violet-red-brown and grey-green claystones. The claystones contain muscovite flakes and locally they are the fine-sandy ones. Thin layers of pale-green siliceous sandstones accompany the claystones. In the Makov area, the variegated beds are divided by the Riečka Sandstones into the lower and upper parts. The ratio P is 0,2 – 0,01 and the bedding index I = 0,2 – 4.

The nannoplankton content in some samples attributes the upper age limit to the Middle Eocene (*Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Reticulofenestra* cf. *umbilica* (LEVIN), *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL, *Nannotetrina cristata* (MARTINI) and *Cribrocentrum* cf. *reticulatum* (GARTNER & SMITH) (determined by M. Potfaj).

Based upon the micropaleontological analysis Beleš – Ivančenko (1976) attributed the upper horizon of the variegated facies to Early-Middle Eocene. The total thickness of the variegated Beloveža Beds may attain even 150 m.

The Riečka Sandstones (lithofacies within the variegated beds) (24)

The term „Riečka Sandstones" is derived from the Riečka Settlement situated NW of Makov. The facies is typical for its medium- to coarse-grained graywacke-arkosic sandstones and several metres thick layers of coarse-grained sandstones and even conglomerates. From the petrography point of view they are similar to the sandstone facies of the Ráztoka Beds. Among the sandstone banks intercalations of green-grey, grey-black as well as red claystones occur. The another feature of the Riečka lithofacies is the occurrence of coarse-grained poorly compacted sandstones (up to 1 m) with frequent claystone slump balls. The ratio P = 2,1 and I = 2,1 – 4,1.

In the marlstone from Olešná the Campanian nannoplankton association was identified (*Aspidolithus parcus* s. l., *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKY), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Micula decussata* VEKSHINA, *Calculites ovalis* (STRADNER)). In the case that they do not represent the contamination two pieces of *Neochiastozygus chiastus* (BRAMLETTE & SULLIVAN) and *N. distentus* (BRAMLETTE & SULLIVAN) they may indicate the Paleocene age (determined by M. Potfaj).

The thickness of the Riečka Beds is variable. The facies is irregular, prone to sudden wedging down and in the entire region the thickness does not exceed 300 m.

The Dedovka Beds Member (21)

The name is derived from the Dedovka Brook flowing below the Veľká Rača Mt. Ridge. The Dedovka Beds are characterised by relatively larger facies variability when comparing with the upper Beloveža Beds. There occur intercalations of medium- to coarse-grained sandstones, grey and ochre-yellow claystones and marls.

In the upper part of the Dedovka Formation, locally fine-grained siliceous sandstones occur reaching the thickness up to 35 cm. They contain sporadically distributed macroscopic glauconite grains. In Dedovka near forestry 3 – 4 beds of quartz-arkosic medium-grained sandstones occur, resembling fine-grained varieties of the so-called *Cięźkowice Sandstone.*

The Dedovka Beds claystones do not differ from the Beloveža ones: they are 0,5 – 30 cm thick, green- grey-brown, grey, with aleuritic admixture, prevailingly.

The Vychylovka Formation (20)

This is the flysch formation with alternating Beloveža and Bystrica type-facies and upwards the portion of the Bystrica type claystones is gradually increasing. Originally, the occurrence area was defined only for the Bystrica lithofacies-tectonic partial unit (Potfaj, 1989), however, it has been proved, that the equal lithofacies occurs with limited extent also in the Rača partial unit, within its northerner sequence as well as age-range of the corresponding stratigraphic position.

The formation's age is the Middle Eocene (Potfaj – Beleš et al., 2001). The overall characteristic is given by the parameters $P = 0,6 – 0,3$ and $I < 6$. The thickness of the formation attains the interval of 45 – 250 m.

The Zlín Formation (15 – 19)

Within the Zlín Formation s. l. we have defined four lithostratigraphic members: The Vsetín Beds (***15***), the Pasierbiec Sandstones facies (***14***), the Oščadnica Beds Member (***18***) and the Kýčera Beds Member (***16***). Based upon the lithological content we have distinguished in the Kýčera Beds a) exclusively graywacke sandstones with muscovite (with subordinate claystones), b) graywacke sandstones with beds of glauconite sandstones (***16b***).

The Zlín Formation s. l. (15)

The Zlín Formation s. l. (as undivided) is depicted in the map in those areas, where there was not possible to give a more precise description of the formation. For the Zlín Formation s. l. the calcareous claystones of the Bystrica type are typical.

The Vsetín Beds Member (17)

This is the sequence with prevailing thick beds of aleuritic claystones with conchoidal to spherical jointing alternating with benches of fine- to medium-grained sandstones with glauconite. Less frequently, there occur also pale quartzose sandstones with glauconite, they are well-sorted, in banks 0,5 – 1,5 m thick.

The brown-green calcareous claystones are 0,5 – 12 m thick. Frequently there occur also 0,4 – 2,6 m thick beds of brownish-grey hard calcareous claystones with conchoidal jointing. The claystone intervals show generally cryptic grading, which is manifested by the decrease in aleuritic component portion towards the top. We defined also tiny layer (2 cm) of white tuffaceous claystone.

Within the pale marls east of Lemešná (alt. 950) we determined *Reticulofenestra* cf. *umbilica* (LEVIN), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE) and *Cribrocentrum coenurum* (REINHARDT), which indicate at least the Middle Eocene age.

The member is characteristic for two sandstone types. The blue-grey, less green-grey fine- to medium-grained sandstones with sandy and siliceous matrix (glassy fracture) with numerous glauconite tiny grains are the prevailing type. They are relatively homogeneous, assorted.

Grey graywacke sandstones occurring in beds 0,8 – 2 m thick, represent the second type. They are composed of quartz, limestone, metaquartzite, chert and phyllite fragments. There occur also thin layers of fine-grained to aleuritic laminated sandstones with muscovite and detritus.

Locally the Kýčera and Oščadnica beds interfinger with the formation as their lateral equivalents. Generally the ration between sandstones and claystones of the Vsetín Beds is less than 1 (0,2 – 0,6); I = 0,2 – 0,5 to 1,4. The overall thickness of the formation attains even 1,1 km.

The Pasierbiec Sandstones facies (19)

Main characteristic of the facies is the dominance of sandstones with glauconite (at places even up to 12 % glauconite) over the Bystrica type claystones, with the minor presence of green claystones.

The sandstones occur in beds 0,15 – 2 m thick. They are medium- to coarse-grained, less fine-grained, with Ta, Ta(b)c bed structure, eventually Tac. Pale siliceous and arkosic types are dominating (prevailingly the green ones – so-called "Pasierbiec lithotype"). Arkosic sandstones are of polymict composition: quartz, metamorphite fragments, sporadically sediment fragments (metagraywackes, carbonates). The material is poorly-rounded and poorly sorted. Unlike the arkosic sandstone, the siliceous sandstones are of higher mineralogical as well as structural maturity. We attribute the sedimentary material of the Pasierbiec sandstones to the Silesian Cordillera.

The sandstones are divided from each other by 0,2 – 1,2 m thick grey-brown-green claystones.

The overall ratio sandstones/claystones P = 1,2 – 8, bedding index (I) is 1 – 4. The Pasierbiec sandstones facies occur in the lower part of the Vsetín Beds. In the northerly slices the thickness of this interval reaches about 150 m and about 350 m in the southerly structures.

The Oščadnica Beds Member (18)

In order to avoid the confusing older term "hieroglyph beds", we have used for the Eocene flysch lithofacies represented by fine- to medium-grained sandstones alternating with brown-grey and green claystones the term Oščadnica Beds. The name is derived from the Oščadnica River and from the homonymous village. The Oščadnica Beds are of overall flysch character, with decimetre rhythm.

From the petrographic viewpoint the sandstones are relatively variegated. Siliceous-arkosic sandstones are the prevailing type; some of them have a higher content of clayey-calcareous matrix. There occur also siliceous sandstones with glauconite and the Pasierbiec lithotype. The sandstone beds thickness reaches from several cm to 85 cm, at places the graywacke coarse- to medium-grained sandstones occur in benches 1,5 m thick. The coarser-grained green sandstone varieties, at places even conglomerates, attain the thickness up to 3,5 m. The area on the northern slope of the Rača Mt. is the richest in conglomerates. From these rocks also the fragments of carbonates, granitoids and metamorphic rocks originate.

Claystones are prevailingly silty green-grey, dark brown-green, less grey and yellow-brown, reaching the thickness of 1 – 15 cm. There occur also frequent brown-grey silty poorly-calcareous claystones with conchoidal jointing (The Bystrica type) with the thickness from 25 to 320 cm.

The overall character of the formation is prevailingly pelitic, P = 0,5 – 1,2; I = 2 – 6. We did not observe any thicker complex than 480 m. Based upon the nannoplankton associations, we estimated the age of the formation to the Middle Eocene, with possible transition into the Late Eocene. The Oščadnica Beds are territorially related to the internal structures of the Rača partial unit.

The Serafínov Sandstones (19a)

NE of Skalité occur heavy-bedded fine-grained pale sandstones with muscovite and sporadic glauconite tiny grains. In the lower part of beds a cryptic grading can be observed, upward also parallel and cross-bedding. Several banks have undulated planes with ripples. Locally there occur sandy claystones intercalations.

The parameters of the sequence are: P > 9, I = 2. The total thickness of the lithosome is expected to reach about 50 m. We assume based upon indirect data, that the lithosome may be related to the Pasierbiec Sandstones.

The Kýčera Beds Member (16)

The Kýčera Beds represent a heavy-bedded flysch sandstone complex. Besides the total prevailing sandstones, the recognition sign are also beds of massive blue-grey siliceous-arkosic sandstones, reaching the thickness up to 4 m. The thicker beds are usually composed of 2 – 3 rhythms (amalgamation). Typical sandstone bed structure is Tac, in the upper parts of benches frequent several cm thick claystone shreds are frequent. Superimposed is a sandy claystone reaching a few cm in its thickness. The bottom plane of the sandstone is often rich in current lineations and potentially crawling traces of *Taphrhelminthopsis* sp.

In the upper part of the formation exposed by the road-cut near Krásno n. Kysucou the slip fold is visible, with vergency orientation to the South (photo).

We have distinguished individual bed in the sandstone complex with intense occurrence of beds of siliceous sandstones with glauconite (***16a***). This is an example of interfingering of the Kýčera and Pasierbiec facies. There occur intercalations of grey-green "khaki" claystones within the sandstones; they are sporadically calcareous and they reach the thickness up to 1 m. The hard calcareous claystones (similar to the Lącko ones) are rare; the same is valid for grey-black sandy claystones.

The overall ratio P > 3, I = ±2. The maximum thickness of the Kýčera Beds on the Rača Mt. ridge and Dedovka elevation reaches about 1000 m. Towards the W and SW the gradually thickness decreases to about 700 – 350 m.

The age of the formation estimated based upon the stratigraphic position is the Younger Eocene (Priabonian) – this is the uppermost formation of the Rača unit within the area of interest. From the palaeontologic evidence we may notice the occurrence of several forms, which resemble the *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER) and *Discoaster nodifer* (BRAMLETTE & RIEDEL).

The Kýčera Beds are the equivalent of the muscovite „Magura" sandstone facies described by the Polish geologists, the *Babia Hora Sandstones* are synonymous (Bieda – Ksiazkiewicz, 1958).

The Bystrica partial unit

The sequence of the Bystrica unit is composed of Beloveža Formation with red claystones, Vychylovka Formation and Bystrica Beds Member. The Beloveža Formation in the Bystrica zone manifests certain differences when comparing with the Beloveža Fm. of the Rača unit (see also Lexa et al., 2000) and here we term it as the Beloveža Formation of the Bystrica Provenience.

The Beloveža Formation of the Bystrica Provenience (29)

The flysch formation, in which we distinguish, based upon either the presence or the lacking of the red claystones, the Lower and the Upper Beloveža Beds.

The Lower Beloveža Beds Member(29a)

The Lower Beloveža Beds are characterized by alternating green-grey and red claystones and fine-grained sandstones. There occur locally intercalations of grey-white calcareous claystones. The basic sandstone type is represented by laminae of fine-grained muscovite sandstones. There occur also well-sorted fine-grained calcareous sandstones with muscovite. The bottom planes of the sandstone beds are relatively rich in bioglyphs. The overall ratio P = 0,3 – 0,7, I = 1 – 8.

In the white-grey claystones we identified the nannoplankton association of the Paleocene age. The thickness of the Lower Beloveža Beds is reaching about 150 m.

The Upper Beloveža Beds (of the Bystrica Provenience) Member (29)

This is a thin-bedded flysch formation; the basic rhythm is formed by blue-grey fine-grained calcareous sandstone with grading indications and with oblique lamination in the upper part of the bed. There is a transition to the brown/green-green/grey fine-sandy calcareous claystone and blue-grey to brown claystone. The typical ichnofossil of the Beloveža Formation is the *Paleodictyon* sp., which was found along the northern boundary belt near Radôstka and in Vychylovka. The ratio P = 0,5 – 1,2; the bedding index I = 8 – 15.

The thickness of beds attains about 250 m, though, in the majority of the area it is tectonically reduced. The age of the formation is the Early Eocene.

The Vychylovka Formation (28)

The Vychylovka Formation represents a facies complex sequence of the Beloveža and Bystrica type-facies, towards the top the portion of the Bystrica claystone is continually increasing and the thin-laminated flysch is consequently diminishing. The formation occurs in the *locus typicus* Vychylovka Valley, but there are also some occurrences in the southerly structure, which crosses the Lodno Valley.

Benches of blue-grey fine- to medium-grained sandstones with glauconite represent the Bystrica type-facies. The calcareous claystones of the brown-green colour have a conchoidal jointing; at places they have laminated slaking; they attain thickness of 0,3 – 1 m.

Blue-grey fine-grained very calcareous sandstones and brown-green calcareous claystones with laminar jointing represent the Beloveža typė-facies.

The overall ratio P ± 1, I = 1 – 5. The formation's thickness attains about 250 m, the age is determined as the Middle Eocene.

The Bystrica Beds Member (27)

The Bystrica Beds are a huge flysch complex with prevailing brown-green and grey silty calcareous claystones, at places up to 12 m thick. There occur at several sites the beds of brown to black-grey calcareous hard claystones reaching 0,6 m thickness. Sporadically, elliptic nodules of Fe-pelocarbonates occur in the formation.

Sandstones are present in beds 0,1 – 4 m thick. The most frequent are fine- to medium-grained calcareous sandstones with glauconite. In the southerly structures the medium-grained graywacke sandstones form bundles 25 m thick. There occur also laminar green-brown siltstones 10 cm thick in some flysch rhythms. The ratio P = 0,7 – 0,3, locally it reaches the value of 1.

The flute rill marks in the glauconite sandstones indicate the current's direction from the North to the South (SW). The bottom planes of laminated sandstones and graywacke sandstones beds have flowage traction marks of the NE-SW, or E-W direction. The above facts reflect the existence of separated flow regimes of both types.

The overall thickness of the Bystrica Beds attains about 1300 m; their age was estimated to the Middle to Late Eocene.

The Oravská Magura Unit

Along the northern border of the Klippen Belt there exist about 1 km wide zone with tectonic outliers of lithostratigraphic units. We have identified their tectono-facies affiliation to Oravská Magura. The entire zone is poorly exposed and the rocks are tectonically reworked. The map depicts the Magura Sandstones Formation and the single suite of the Malcov and Racibor Formations.

The Magura Sandstones Formation (30)

The formation is represented by grey medium- to coarse-grained graywacke sandstones with small (3 mm) quartz grains. North of Rochovica there occur also types rich in muscovite. Based upon the analogy we estimate the formation's age to the Paleocene – Early Eocene.

The Racibor and Malcov Formations (31)

We rank among them tectonic relics along the Klippen Belt rim east of Radoľa and above Oškerda. Their lithological contents are tectonically crushed sandstones and claystones, more or less calcareous. The identification is based on fine-grained calcareous sandstones with T(a)c-Tc bedding, with muscovite flakes on lamination planes. The bottom planes are rich in bioglyphs and small flute casts. The sandstone beds thickness is 3 – 15 cm, sporadically even more. Weathered rocks acquire ochre-brown fringe.

Calcareous claystones are grey, of various shades, in major cases with silty admixture. According to the fragments portion of individual lithotypes it is obvious that claystones slightly prevail over sandstones.

We identified Middle Eocene nannoplankton associations in clay and Paleocene *Discocyclina seunessi* DOUVILLÉ in the sandstone. The preserved thickness of the formation is estimated to 200 m.

The Klippen Belt

The Klippen Belt in the Kysuce region occurs only in limited extent along its SE rim. We distinguished two sequences: those of Kysuca and Klapy. The Kysuca Sequence crops out in its classical occurrence in the Klippe Rochovica – Ľadonhora, which we term in its whole length of 11 km as "*the Kysuca Klippe*". The Kysuca Sequence was defined by Andrusov (1959), Scheibner and Scheibnerová (1969) and later re-mapped by Haško (1973). Its stratigraphic range is from Aalenian to Maastrichtian. The overall thickness of the Kysuca Sequence attains about 2 km.

The Klape Sequence is composed of two preserved formations: the Albian Spherosiderite beds and the younger, flysch Pupov Beds, their common thickness reaches about 800 m.

The Kysuca Sequence

Posidonia Beds Formation (39)

In the basal part of the formation there are dark grey and brown-grey shaly sandy claystones, with several intercalations of black to dark-grey carbonate sandstones. Some of them contain isolated pale crinoid segments. The typical are isolated benches of grey crinoidal limestones with echinoid spines. Upwards the portion of grey-dark-green spotty marlstones gradually increases. The thickness of the Posidonia Beds is about 500 m. We determine their age within the range Aalenian – Middle Bajocian.

The Supraposidonia Beds Formation (38)

Above the Posidonia Beds there are dark-grey, greenish heavy-bedded marlstones – limestones with intercalations of dark shaly marls to sandy claystones. The heavy-bedded marlstones in the upper part of the formation are almost massive, at places silicified. The characteristic feature of the formation is dark grey bioturbation spots.

Based upon the fossil associations the formation's age can be defined within the range of the Late Bajocian – Bathian, the Keloway age cannot be fully excluded. The thickness of the Supraposidonia Beds within the area concerned attains 200 m.

The Radiolarites, Radiolaria Limestones Formation (37)

They are platy prevailingly green (upwards also red-violet) radiolarites and radiolarite siliceous limestones. Between individual benches of radiolarites there occur thinner shaly claystones, green or red in their colour. On the contact of Supraposidonia Beds with radiolarites documented by outcrop in the western part of the Steny ridge there is a bench of beige organodetritic limestone.

The stratigraphic range of radiolarites at the Brodno locality is the upper part of the Early Oxfordian to lower part of the Late Oxfordian. The formation is relatively thin – from 4 to 15 m.

The Czorzstyn Limestones Member (36)

The transition from radiolarites into the overlying formation is indicated by several plates of violet-red limestones reaching a total thickness up to 2 m. Nodular pink limestones encased in the dark red-violet shaly clays overlie them. The limestone nodules contain *Saccocoma,* aptychus shells and sporadically tiny ammonites with dark red oxidation fringe.

On the southern slope of Ľadonhora in the morphological gate built of radiolarites and nodular limestones the red radiolarites are overlain by platy nodular limestones reaching a thickness of about 4 m, whereas the bed amidst the sequence contains a limestone with fragments of red radiolarites up to 10 cm in diameter.

Based upon the fauna content Haško (1973) attributed the nodular limestones to the Kysuca Province and to the Kimmeridgian age. The formation thickness within the area concerned reaches about 6 – 8 m.

The Pieniny Formation (35 – 36)

This is a limestone formation: In the basal part it contains pale *Calpionella* limestones, upward there are platy grey limestones with cherty nodules (e. g. Birkenmajer 1977). Due to their lithofacies difference, we depict the white "Calpionella limestones" individually.

Calpionella Limestones "Biancone" Member (36)

They occur in form of prevailingly pale grey micritic limestones ("Biancone") with styloliths. Locally pale grey brecciated limestones resemble one of the Rogoznik limestone lithotype. We have found at several sites dark grey to black cherty nodules in the white heavy-bedded limestones.

On the southern slope of Ľadonhora the nodular limestones are overlain with 20 cm thick bed of pale grey muddy limestone with dark chert with upward transition into red-violet laminated limestone. After 2 m of limestones with cherts follows a typical *Calpionella* limestone of the biancone type, reaching the minimum thickness of 2 m. There occurs a bed of white-grey oolitic limestone in the pass below the Steny mountain ridge on the northern slope.

Andrusov (1959), (Borza, 1969) and Haško (1973) rank the limestones of the "biancone" type into Tithonian. According to detailed magnetostratigraphic profiling the Jurassic/Cretaceous boundary is within the formation (Houša et al., 1996, 1999), so we have to adjust that its age reaches also into Berriasian.

The thickness of the Tithonian limestones does not exceed 10 m within the area studied.

Nannoconus Limestones with Cherts Member (35)

This is a complex of platy grey limestones with darker spots originating from bioturbations. There occur irregular nodules or lenses of black-grey cherts in several horizons within limestones. Tiny layers of dark claystones are intercalated into limestone beds.

Based upon the foraminifers and Nannoconus associations, as well as the ammonite fauna from the Rochovica profile (Vašíček et al., 1992) the stratigraphic range of the member is from Berriasian to Early Barremian. The thickness of the formation attains 550 m.

Koňhora Beds Member (35a)

These are dark black-grey shaly claystones with thin layers of green-grey limestones – marlstones. The overall thickness does not exceed 5 m. At the Steny site, the Koňhora Beds form about 80 cm thick horizon in the tectonic junction above Neocomian limestone with cherts.

The Koňhora Beds can be compared with the bottom part of the Rudina Beds of authors Scheibner and Scheibnerová (1958), or the Brodno Beds according to Andrusov and Samuel (1973). Vašíček et al. (1992) rank the Koňhora Beds to the "Rudina Formation". Based upon the microfauna content, the age was estimated as Aptian (Samuel in Haško, 1973) and specified by Samuel et al. (1988) as the Late Aptian to Early Albian (Brodno site).

The Koňhora Beds we did not specified in the majority of the territory, because of their minimum cropping out. We attribute them to the underlying Pieniny Formation. We depict cartographically only the occurrence in the pass between Požeha (799) and Kráľovec (626) and the exposure in the Vadičovský potok Brook bank upstream the Horný Vadičov Village.

The Tisalo Beds Formation (34)

They occur above the Pieniny limestones, practically along the entire Ľadonhora Klippe. Due to their capping by slope debris, they are identified only locally. They comprise green-grey heavy-bedded marlstones with darker spots originating from bioturbations. Haško (1973) describes also intercalations of brown-red limestones, which can be found also in the exposure south of Rochovica.

Based upon the foraminifers content Haško – Polák (1979) defined the Tisalo Beds as Albian-Early Cenomanian, Samuel et al. (1988) give only the Albian age. The thickness of the Tisalo Beds within the Kysuce region attains up to 20 m.

Scheibner and Scheibnerová (1958) ranked the Tisalo Beds to the upper part of the Rudina Beds, Andrusov and Samuel (1973) attributed them as the part of the Brodno Beds. Vašíček et al. (1992) comprehend them as the higher category – formation, comprising the Rudina and Brodno beds.

The Lalinok Beds Formation (34)

The formation consists of green-grey, dark-grey and violet-red platy marls and marlstones. At several sites the marls are flecky-spotted, frequent are also bioturbation markings (burrows filled with darker material). Green marlstone varieties from the *locus typicus* (Lalinok – west of the region studied) are very similar to those from the Tisalo Beds. There occur sporadical laminae and thin layers of fine-grained siliceous-carbonate sandstones within marlstones. The thickness of the Lalinok Beds reaches about 30 m.

Formerly, the age was estimated to Late Cenomanian (Scheibner – Scheibnerová, 1958, Haško, 1973). In the sample from the *locus typicus* we identified in thin sections (det. D. Boorová) foraminifers *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Dicarinella imbricata* (MORNOD), *D. hagni* (SCHEIBNEROVÁ), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Schackoina* sp. and *Whiteinella* sp., which indicates stratigraphic ranking of the marls into Early or Middle Turonian.

This fact questions the setting out of so-called Kysuca Beds (Scheibner – Scheibnerová 1958). They defined them as the formation of red marls and fine-grained sandstones above the Lalinok marls. Later, they were depicted in the map by Haško (Haško – Polák, 1979). According to the microfauna content with *Praeglobotruncana (=Dicarinella) oraviensis* (SCHEIBN.), *Praeglobotruncana imbricata* (MORNOD) and *Rugoglobigerina praehelvetica* TRUJILO the age of this 15 – 20 m thick sequence is the Early Turonian. The exposure in the tributary of the Vadičovský potok Brook north of Prostredný Vadičov is considered to be the typical site (l. c.). Neither in the above exposure nor at any other site within the area mapped, it is not possible to define the Kysuca Beds in terms of the former definition. The flysch sequence with grey-green claystones and fine-grained sandstones contains here also red claystones and marls, which can be considered as the equivalent of the red claystones from the Snežnica surround – nannoplankton association with

Micula decussata VEKSHINA and *Eifelithus eximius* (STOVER) shifts this part of the formation at minimum to the at least Late Turonian or even to the Coniacian! In addition, the lower positioned interval comprising claystones, marls and fine-grained sandstones and siltstones contains the species *E. eximius*, which occurs only from the Late Turonian. Underlying red marls and marlstones belong then to the Lalinok Beds.

In the former definition, the Lalinok Beds represented so-called "Variegated Globotruncana Marls" (Andrusov – Samuel, 1973), also "Lower Globotruncana Marls" (Andrusov, 1959).

The Snežnica Beds Formation (33)

It is a thin-bedded flysch formation, in which the fine-grained sandstones prevail over silty claystones. The sandstones occur in beds 1 – 20 cm thick, blue-grey, they are of oligomict quartz-carbonate composition, with scattered muscovite flakes and coalified plant debris. They are assorted, with upward relatively steep transition into green-grey silty claystones up to 12 cm thick. On the bottom planes of sandstone beds there occur bioglyphs (e. g. *Paleodictyon minutissimus* KSIĄZKIEWICZ, *Subphyllochorda granulata* KSIĄZKIEWICZ) and small flute markings.

In the formation the sandstones slightly prevail (P = 1 – 2, the extreme values range in the interval 0,8 – 6), bedding index is relatively high (I = 6 – 17).

In the Snežnica surround there occur also intercalations red claystones and marls. Besides that, the Snežnica Beds contain also conglomerate layers (Haško – Samuel, 1977; Marschalko et al., 1980). The conglomerate composition is heterogeneous and it has come down to us as the "exotic": quartz, quartzites, porphyries, pale limestones and dolomitized limestones.

The Snežnica Beds had been estimated to Early Turonian (Scheibner – Scheibnerová, 1958; Salaj – Samuel, 1977; Haško, 1973), later with the extension into Santonian (Began, 1968). We assume the overall thickness of the Snežnica Beds to reach 700 – 900 m.

The Gbeľany Beds Member (32)

It is a suite of red-coloured marly rocks with subordinate occurrence of green-grey variety. Shaly types prevail. When looking into them with magnifying glass to get more detail, it is possible to see the tests of planktonic foraminifers. Many of them have been defined, e. g. *Globotruncana tricarinata* (QUEREAU), *Gtr. coronata* BOLLI, *Gtr. elevata* BROTZEN, *Gtr. arca* (CUSHMAN), *Gtr. fornicata* (PLUMMER). Among the nannoplankton species there occur *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKII), *Micula staurophora* (GARDET) and *Markalius inversus* (DEFLANDRE) (in Haško and Polák, 1976).

The formation's age is Campanian – Maastrichtian, its maximum thickness attains about 150 m.

The Klape unit

The Spherosiderite Beds Formation (41)

This formation comprises a wider flysch facies spectrum. It contains facies with prevailing medium- to coarse-grained sandstones with exclusively sandy-clayey intercala-

tions. In sandstones, there exist coarser-grained to fine-grained conglomerate horizons with diverse material.

At several sites conglomerate layers may attain several meters thickness. These are polymict conglomerates with "exotic" material. They mainly contain quartz, quartzites, porphyries, limestones and dolomites. Due their material composition they are similar to younger conglomerates in the Kysuca Sequence in the uppermost part of the Snežnica Beds.

On the small ridge near the Jalovec elevation (738) there is a klippe of grey, fine-crystalline limestones, which Haško compares to the Albian limestones with fauna *Douvilleiceras* sp., *Phylloceras* ex gr. *velledae* (MICHELIN) and *Puzosia mayeriana* (D'ORB.) (Haško – Polák, 1979). The limestones form an autonomous facies of the Spherosiderite Beds reaching a thickness of about 15 m (l.c.).

The age of the formation is Albian-Cenomanian, according to nannoplankton association (unpublished determination, Švábenická, 1993). The thickness of the formation is estimated at about 200 m.

The Pupov Beds Formation (40)

It is a flysch formation with a relatively high bedding index I = 5 – 11 and with variable sandstones content (P = 0,8 – 3). Grey sandstones are fine-grained and siliceous-carbonate, oligomict, with muscovite and plant debris. Macroscopically, they resemble the Snežnica Beds sandstones. The bioglyphs at the bottom planes are frequent. The sandstones occurring in beds 2 – 20 cm thick are intercalated with green-grey claystones.

The formation is exposed SE of the Ľadonhora Klippe on the Veľhora – Mravečník ridge (992). Its neighbourhood with the Snežnica Beds, as well as the similar age, lead to connecting of both formations into one complex, but it seems that the similarity is purely occasional. The age of the formation is Turonian to Santonian according to the Globotruncana content from Terchová and Zázrivá surrounds (Haško – Potfaj, 1976; Haško – Polák, 1978). According to the mode of deposition, the thickness of the formation is estimated at 500 m.

The Quaternary cover

The Quaternary sediments of the Kysuce region show relatively poor genetical and typological variability. Important are the Pleistocene fluvial and proluvial accumulations. River terraces and proluvial fans have been preserved in the Kysuca and Bystrica valleys and in their larger tributary valleys. In the Kysuca Catchment we distinguish 9 terrace levels (Fig. 8). In the Günz gravel residuals on the right bank of Bystrica above its confluence with the Vychylovka Brook there occur some pebbles with the markings of eolian abrasion (wind-cut pebbles). The gravels of the bottom accumulation in the lower terrace and in the flood-plain are important groundwater collector.

Tectonics

The tectonic structure of the Kysuce region is composed of four main tectonic units: Silesian unit (nappe), Magura unit (thrust nappe), Klippen Belt represented by the Kysuca

unit and the Klape unit, which is here integrated into the Klippen Belt structure. The flysch units belong to the Tertiary accretion wedge of the Western Carpathians.

The frontal part of the Silesian unit overthrust above the Subsilesian unit and the Platform is shallow, towards SE it is gradually steeper (Menčík – Tyráček, 1985; Potfaj – Kubeš, 2001). The Silesian nappe was thrusted into the Moravskosliezske Beskydy space in Miocene; the amplitude of the nappe overthrust attains about 30 km.

Several boreholes realised in the surrounding area have confirmed the nappe structure of the Magura unit. From magnetic and seismic cross-section along the Bytča – Ostrava line (Kubeš and Potfaj, 2001) the base of the Magura nappe dipping to the SSE was identified at a depth of about 2 500 to 3 500 meters.

The fundamental tectonic style element of the Kysuce region is a northerly-vergent nappe slice-fold structure, which becomes steeper towards South.

Though the Klippen Belt formations at the southern rim of the area concerned are dipping towards North (i. e. southerly apparent vergency), but this situation occurs only near surface: Downward the tectonic contact becomes vertical (Potfaj, 1983, 1997). This way a structural fan is present in the cross-section with the axis on the line Kysucké Nové Mesto – Nová Bystrica. From the regional point of view, the fan axis copies the gravity minimum axis, in the surface projection it roughly follows the northern rim of the Bystrica unit. The majority of the earthquakes epicentres recorded in the Kysuce region territory are distributed along this axis (Fig. 10).

The division of the Magura nappe into three main partial units was based upon the characteristical lithostratigraphic content of each of these zones (Matějka – Roth, 1949, 1950). Within these zones, the nappe was formed into asymmetric folded slices with reduced limbs. The individual structures are arranged longitudinally and at the surface they were identified as the anticlinal and synclinal zones (op. cit.). The Rača partial unit is composed of two structure-lithofacies zones. In the northerly zone (=marginal) the Vsetín Beds Formation dominate, in the southerly zone the Kýčera Sandstones formation. The zones with the Kýčera sandstones form the territory structural skeleton.

The wave length of the main fold structures ranges from 1,2 to 1,8 km. The folds of the lower order were formed only in more plastic members of the sequence, mainly in the Beloveža Formation.

The Bystrica partial unit is fragmented into several steeply dipping slices. The entire sequence has been preserved only in the northernmost one (marginal, B1).

The southernmost zone of the Magura nappe, which is situated along the Klippen Belt, is heavily tectonically disintegrated within the width of 1 – 2 km and the sequence is shattered in the shear zone forming irregular blocks and lenses reaching only few hundred meters in their size.

NW – SE and SW – NE diagonal slip zones complicate the course of the longitudinal structural zones. Their strike is observable at a distance of 1 – 5 km. For instance, we have also classified the boundaries of blocks around Vreščovka and in Sojkov as faults with conspicuous lateral displacement. Due to coulisse-like block arrangement they are the left-slip faults. The zone of these faults continues to the SW to Oščadnica, where the faults gradually diminish.

The fault zone Raková – Semeteš (Matějka – Roth, 1956; Roth et al., 1962) in the Magura unit is a diagonal disjunctive structure of the NE–SW direction. From the viewpoint of regional effect upon a depiction of geological bodies in the geological map we classified is as left strike-slip fault.

The skeleton of the Kysuca Klippe forms the lower part of the sequence from the Posidonia Beds until Tisalo Beds. The upper formations (Snežnica and Gbeľany) are in the reversed order in the southerly structures. The klippe between Lopušné Pažite and Budatínska Lehota is disrupted by the NW–SE tectonic zone, which is manifested by sinistral flexure.

The tectonic position of the Spherosiderite and Pupov beds is rather disputable; Haško interpreted them as the "Manín" ones (Haško – Polák, 1978). Today, based upon the comparison of lithofacies development and the age of the Manín and Klape formations we incline to their insertion within the Klape unit.

Hydrogeological conditions

Based upon hydraulic parameters of near-surface zone of loosen flysch sediments we may distinguish three hydrogeologically differing rock complexes within the area under study:

a) The formation in the sandstone development – they represent groundwater collectors,
b) The formation in the sandstone-claystone development (sandstones prevalent); we classify it as semi-barrier to groundwater,
c) The formation in the claystone and claystone-sandstone development (claystones prevalent); it represents the semi-barrier to barrier to groundwater.

The mineral waters

There occur two types of mineral waters in the Kysuce region: the sulphur and methane ones, all are cold and originate from exclusively flysch sediments.

The sulphur waters surge in springs yield 0,003 – 0,05 $l.s^{-1}$. The waters are low- to medium- hydrogen-sulphide (H_2S content = 0,56 – 2,8 $mg.l^{-1}$), very low- to low mineralized (total mineralization 352,1 to 1640,5 $mg.l^{-1}$). The waters are with shallow circulation, H_2S originates due to biogenic reduction of sulphates, which come from oxidation degradation of dispersed sulphide sulphur, mainly pyrite. Here we rank the Bukov mineral water, springing out NE of Čadca and mineral water spring at the NW rim of the Ochodnica Village with H_2S content = 2,8 $mg.l^{-1}$.

The next group are sulphuric waters with methane content. The Poľana mineral water rises about 3 km above the Nesluša Village. It is a sulphuric methane-nitrogen water with CH_4 content = 46,5 – 58,5 vol. % and N_2 = 31,4 – 39,5 vol. % (Franko – Kolářová, 1985), with H_2S content to 1,18 $mg.l^{-1}$ (Krahulec et al., 1978). South of Čadca spring out two sulphuric mineral springs (SSE of Dytkovia Settlement and SSW of the Vojty Settlement). The *Vojtovský prameň* brine mineral spring surges H_2S and methane.

The spring "Vajcovka v potoku" 2,0 km northwards of the Klokočov Village is genetically linked with the Istebné Formation. The H_2S content is 1,87 $mg.l^{-1}$. It is cold natural sulphuric water.

Conclusion

The Kysuce territory is made of the Flysch Belt with the southerly adjacent Klippen Belt. The Flysch Belt is from the North to the South composed of the Silesian unit and

Magura nappe with the partial tectono-lithofacies Rača, Bystrica and Oravská Magura units. Each of these units comprises its individual sequences.

The slice-folded structure of the Magura nappe is of the fan shape, with fan axis copying roughly the line Kysucké Nové Mesto – Nová Bystrica. North of this line the beds have undoubtedly the northwards vergency towards and their dip is towards the South, whereas south of the division line the beds are steeply dipping to the North. The Oravská Magura unit at its contact with the Klippen Belt is tectonically deteriorated; we regard this contact to be a transform zone of the sinistral shear along the contact of External and Western Carpathians.

The Klippen Belt consists here of the Kysuca Klippe and its cover. The Kysuca Sequence shows standard arrangement of beds; though, we omit in the scheme the Kysuca Beds, while their presence has not been confirmed in the course of mapping works.

The mapping of the Magura nappe has brought the following new knowledge:

We identified the Vychylovka Formation at several sites within the external structures of the Rača unit. Formerly, the occurrence of them was limited only to the Bystrica unit.

We distinguished the Beloveža Formation of the Rača unit from the Beloveža Formation of the Bystrica unit. In Oščadnica, we defined in the Rača unit new lithostratigraphic units: The Dedovka Beds Member within the Beloveža Formation and the Oščadnica Beds member within the Zlín Formation.

The Zlín Formation is lithofacies relatively varied. Next to the former Kýčera Sandstone and more pelitic Vsetín (Bystrica) Beds we have distinguished the polyfacial Oščadnica Beds, which more or less represent also so-called "hieroglyph" beds of the Polish geologists, and to a certain degree also the "Pasierbiec Sandstones" in their understanding. The Pasierbiec Sandstones s. s. in our grasping of the issue, they represent only those passages, in which the sandstone portion is higher than 1 – 1,5.

In the Zlín Formation, we recorded the change in the lithostratigraphic content among the individual structures from the North to the South: while northerly they are represented by the Vsetín Beds almost exclusively in the entire profile, the southern ones contain conspicuous sandstone complex of the Kýčera Beds at the ridge of the Veľká Rača and Rycierova hora (1 226) mountains.

In the tectonic slices of the Rača unit, we defined the Riečka Sandstones facies with variegated beds in the Beloveža Formation. A huge sequence of the Soláň Formation, represented by the Ráztoka sandstone beds (biotite sandstones), is trending from the northern – boundary structure from Korňa (Klokočov) towards NW in the Czech Republic to Girová (840).

We present a new structural-tectonic scheme of the Kysuce territory. Longitudinal in their shape zones are built of the fundamental skeleton of the Zlín Formation, which is set of by the lithological contrast between the Kýčera and the Vsetín/Oščadnica beds. The tectonically reduced Beloveža Formation is enclosed between these bodies in an anticlinorium position. The structures are relatively steeply dipping with a vergency towards N – NW.

From the map is clear a destruction of longitudinal slice-folded structure by diagonal faults with distinct lateral displacement.

In the system of Quaternary terraces of the Kysuca River and its tributaries, we defined a scale of terraces from Würm until Donau at nine levels, which we correlated with the scheme of Halouzka (1986, 1993).

Translated by P. Liščák

Magura nappe with the partial tectono-lithofacies Rača, Bystrica and Oravská Magura units. Each of these units comprises its individual sequences.

The slice-folded structure of the Magura nappe is of the fan shape, with fan axis copying roughly the line Kysucké Nové Mesto – Nová Bystrica. North of this line the beds have undoubtedly the northwards vergency towards and their dip is towards the South, whereas south of the division line the beds are steeply dipping to the North. The Oravská Magura unit at its contact with the Klippen Belt is tectonically deteriorated; we regard this contact to be a transform zone of the sinistral shear along the contact of External and Western Carpathians.

The Klippen Belt consists here of the Kysuca Klippe and its cover. The Kysuca Sequence shows standard arrangement of beds; though, we omit in the scheme the Kysuca Beds, while their presence has not been confirmed in the course of mapping works.

The mapping of the Magura nappe has brought the following new knowledge:

We identified the Vychylovka Formation at several sites within the external structures of the Rača unit. Formerly, the occurrence of them was limited only to the Bystrica unit.

We distinguished the Beloveža Formation of the Rača unit from the Beloveža Formation of the Bystrica unit. In Oščadnica, we defined in the Rača unit new lithostratigraphic units: The Dedovka Beds Member within the Beloveža Formation and the Oščadnica Beds member within the Zlín Formation.

The Zlín Formation is lithofacies relatively varied. Next to the former Kýčera Sandstone and more pelitic Vsetín (Bystrica) Beds we have distinguished the polyfacial Oščadnica Beds, which more or less represent also so-called "hieroglyph" beds of the Polish geologists, and to a certain degree also the "Pasierbiec Sandstones" in their understanding. The Pasierbiec Sandstones s. s. in our grasping of the issue, they represent only those passages, in which the sandstone portion is higher than 1 – 1,5.

In the Zlín Formation, we recorded the change in the lithostratigraphic content among the individual structures from the North to the South: while northerly they are represented by the Vsetín Beds almost exclusively in the entire profile, the southern ones contain conspicuous sandstone complex of the Kýčera Beds at the ridge of the Veľká Rača and Rycierova hora (1 226) mountains.

In the tectonic slices of the Rača unit, we defined the Riečka Sandstones facies with variegated beds in the Beloveža Formation. A huge sequence of the Soláň Formation, represented by the Ráztoka sandstone beds (biotite sandstones), is trending from the northern – boundary structure from Korňa (Klokočov) towards NW in the Czech Republic to Girová (840).

We present a new structural-tectonic scheme of the Kysuce territory. Longitudinal in their shape zones are built of the fundamental skeleton of the Zlín Formation, which is set of by the lithological contrast between the Kýčera and the Vsetín/Oščadnica beds. The tectonically reduced Beloveža Formation is enclosed between these bodies in an anticlinorium position. The structures are relatively steeply dipping with a vergency towards N – NW.

From the map is clear a destruction of longitudinal slice-folded structure by diagonal faults with distinct lateral displacement.

In the system of Quaternary terraces of the Kysuca River and its tributaries, we defined a scale of terraces from Würm until Donau at nine levels, which we correlated with the scheme of Halouzka (1986, 1993).

Translated by P. Liščák

Fotografická príloha

Autor fotografií: M. Potfaj, okrem Tab. I, foto 2 – autor T. Šlepecký

Tab. I

Foto 1: Pohľad od severu na čelo magurského príkrovu (zalesnený chrbát Hlineného – k. 875 – s pieskovcami solánskeho súvrstvia), nasunuté na podmenilitové súvrstvie sliezskej jednotky v depresii kornickej brázdy.

Foto 2: Podmenilitové súvrstvie sliezskej jednotky. V tmavých siltových ílovcoch sú vrstvy kremenných pieskovcov. Zárez pri ceste v Hrubom Buku (foto: T. Šlepecký).

Foto 3: Opustený lom Čadca – Megonky v ciężkowických pieskovcoch. Lavice zlepencov a hru-bozrnných pieskovcov. Guľovitá odlučnosť pieskovcov (uprostred) je produktom diagenézy a selektívneho zvetrania.

Foto 4: Lom Čadca – Megonky, ciezkowické pieskovce, detail zlepencovej časti vrstvy. Veľké zrná a úlomky sú z kremeňa,fylitov, a z granitoidov. Priemer mince 2 cm.

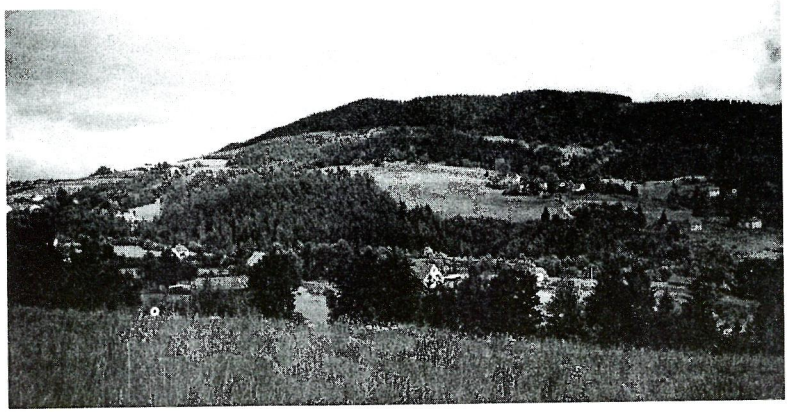


foto 1

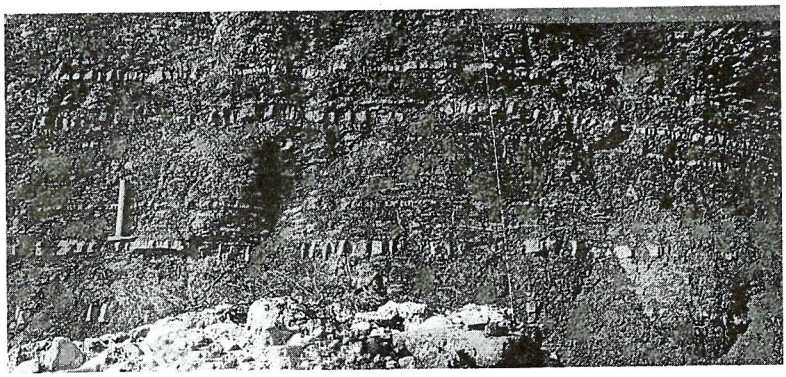


foto 2

foto 3

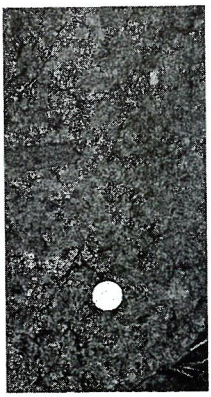


foto 4

Tab. II

Foto 1: Ráztocké vrstvy solánskeho súvrstvia (flyšová fácia) v doline Olešnianky pod Bazgerkou (Hrubý Buk). V tenko vrstvenom flyšovom súbore sú sporadicky rozložené hrubé vrstvy arkózových pieskovcov (ľavá časť fotografie).

Foto 2: Detail spodnej plochy hrubej pieskovcovej vrstvy v ráztockých vrstvách. Tamtiež.

Foto 3: Šošovkovitá pelosideritová konkrécia v ráztockých vrstvách. Zárez nad cestou Turzovka –Hrubý Buk, pod Bazgerkou.

foto 2

foto 3

foto 1

Tab. III

Foto 1: Belovežské súvrstvie. Charakteristická pasáž belovežského súvrstvia s hrubšou pieskovcovou vrstvou. Normálne uloženie. Zárez lesnej cesty jv. od sedla pri samote Dučkov (v. od Jedľovníka).

Foto 2: Belovežské súvrstvie račianskej jednotky, dedovské vrstvy v potoku Dedovka. Tenko vrstvená pasáž so zelenými ílovcami a jemnozrnnými muskovitickými pieskovcami.

Foto 3: Belovežské súvrstvie, dedovské vrstvy v potoku Dedovka, pri horárni. Vrstva kremenno-arkózového pieskovca s planárnym šikmým zvrstvením. (Mierka: minca s priemerom 2,5 cm).

Foto 4: Pasierbiecky pieskovec až hrubozrnný zlepenec s glaukonitom; normálna gradácia. Oščadnické vrstvy.

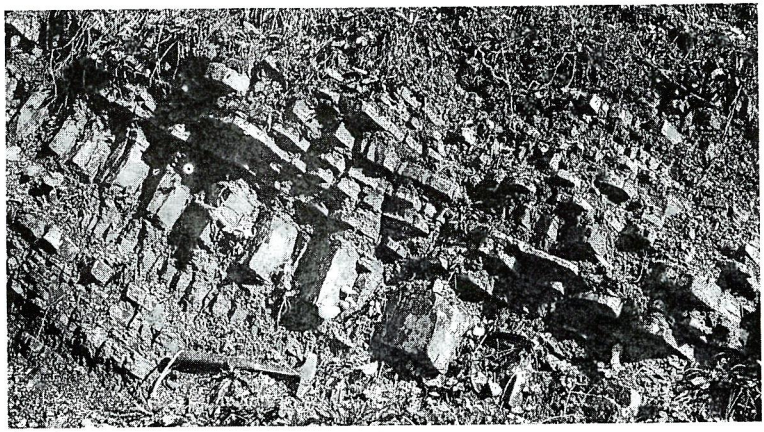


foto 1

foto 2

foto 3

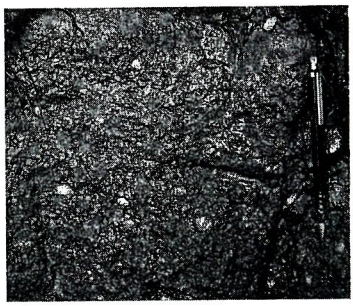


foto 4

Tab. IV

Foto 1: Pohľad na chrbát Veľkej Rače (1 236) zo severu od Oščadnice ponad dolinu Dedovky.

Foto 2: Zlepenec z oščadnických vrstiev. Svah na sever pod Veľkou Račou (1 236).

Foto 3: Defilé v kýčerských vrstvách (mladší eocén). Nadložie je smerom doprava. Viaceré hrubšie vrstvy drobových pieskovcov sú amalgamované. Zárez št. cesty Čadca – Žilina oproti Krásnu n. Kysucou.

Foto 4: Sklzová vrása v kýčerských vrstvách. Vergencia vrásy po sklopení je na juh, spodok je vľavo. Zárez cesty Žilina – Čadca pri Krásne n. Kysucou.

Foto 5: Spodná plocha lavice kýčerského pieskovca, kýčerské vrstvy. Odtlačky stôp typu *Taphrhelmithopsis* (ichnofosília) naložené na stopu po vlečení. Potok Májov nad Vychylovkou.

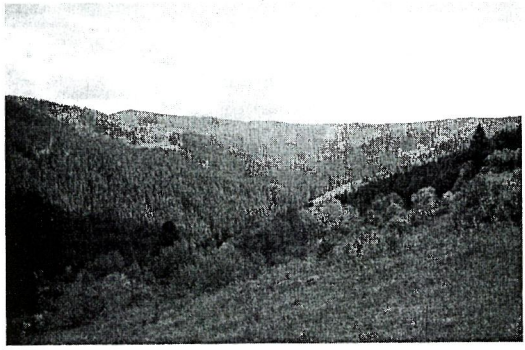


foto 1

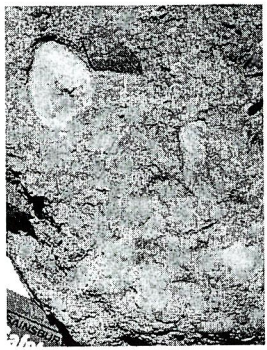


foto 2

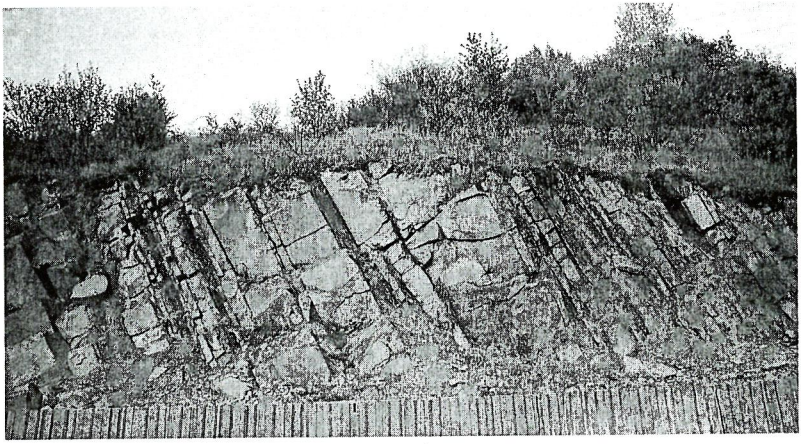


foto 3

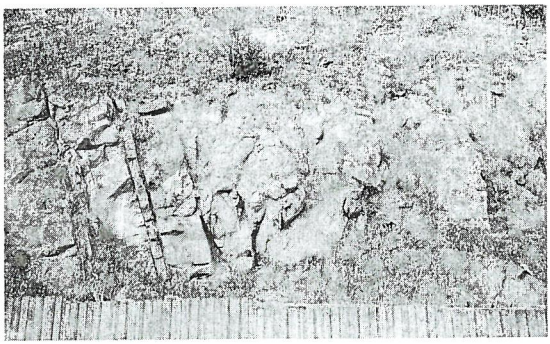


foto 4

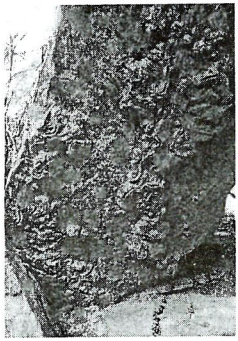


foto 5

Tab. V

Foto 1: Lom medzi Klubinou a Zborovom nad Bystricou. Kýčerské vrstvy s drobovými pieskovcami a pasážami s tmavými ílovcami. Vrstvy sú postavené strmo, podložie smerom doprava (na sever).

Foto 2: Piesčité ílovce s muskovitom medzi lavicami kýčerských pieskovcov. Kýčerské vrstvy, opustený lom v Klubinskej doline.

Foto 3: Doskovitý rozpad strednozrnnej pieskovcovej lavice so zachovanými korytovými plochami. Potok Májov, 1 km jz. od k. Ryciarová (1 226).

Foto 4: Hnedosivé ílovce s tektonickými zrkadlami. Vsetínske vrstvy. Jadro č. 23 z vrtu Oščadnica 1, hĺbka cca 1m. Priemer jadra 4,5 cm.

Foto 5: Jemnozrnný kremenno-glaukonitový pieskovec vsetínskych vrstiev. Jadro č. 20 z vrtu Oščadnica 1, hĺbka 1 m. Priemer jadra 4,5 cm.

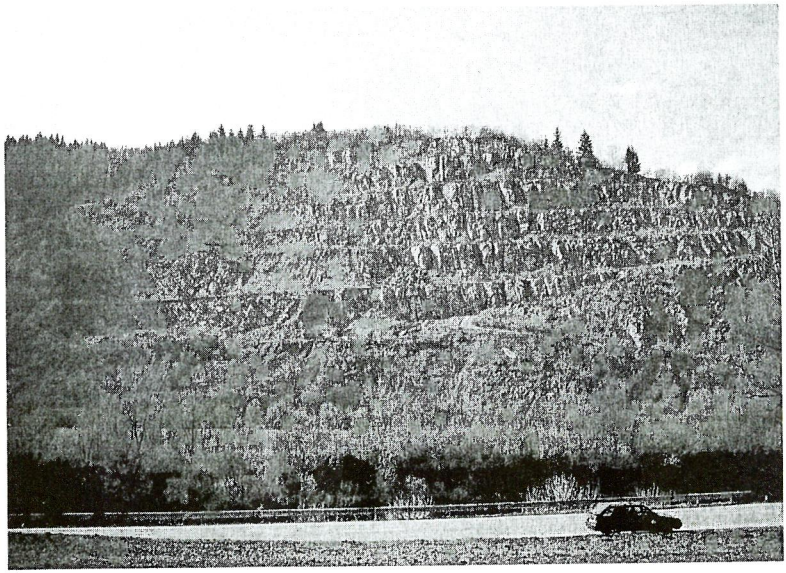


foto 1

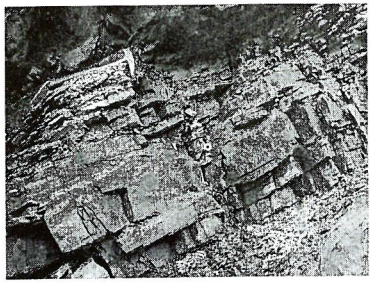


foto 2

foto 3

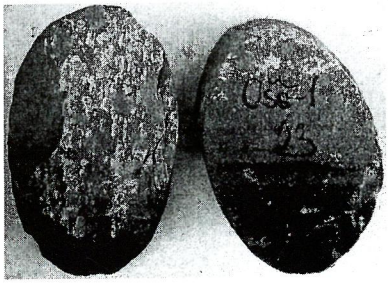


foto 4

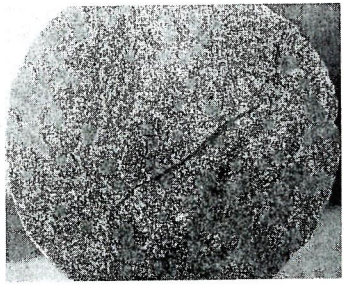


foto 5

Tab. VI

Foto 1: Belovežské súvrstvie bystrickej proveniencie. Pravidelne vrstvený flyš: zelené, sivé a hnedasté ílovce a jemnozrnné muskovitické pieskovce. Dno potoka Radôstka nad sútokom s Bystricou (jz. od Starej Bystrice).

Foto 2: Ichnofosília *Paleodictyon* sp. z belovežského súvrstvia bystrickej proveniencie. Svah nad Vychylovkou pri osade Šudovia.

Foto 3: Detail jemnozrnného kremenného (sklovitého) pieskovca s glaukonitom. Glaukonit je koncentrovaný v laminách. Bystrické vrstvy, dolina Lutiše.

Foto 4: Bystrické ílovce s charakteristickým rozpadom; bystrické vrstvy, bystrická jednotka. Lutiše, zárez cesty k domu u Pílkovcov.

Foto 5: Lavica bystrických ílovcov (*margle lącke*) s pieskovcom v podloží (vpravo), bystrická čiastková jednotka. Podložie smerom doprava. Dno Kysuce pod Kysuckým Novým Mestom oproti motorestu Skalka.

Foto 6: Erózne prúdové stopy na spodnej ploche kremenného pieskovca s glaukonitom (vpravo) a prúdové stopy na spodnej ploche tenšej vrstvy jemnozrnného drobového pieskovca v podloží (vľavo). Povšimnite si vzájomnú kolmú orientáciu prúdových systémov v týchto dvoch typoch pieskovcov: glaukonitové pieskovce od S na J, drobové od V na Z. Radôstka, zárez cesty Terchová – Stará Bystrica.

foto 3

foto 2

foto 1

foto 4

foto 5

foto 6

Tab. VII

Foto 1: Ľavý breh Kysuce pod Kysuckým Novým Mestom: vrstva drobového pieskovca – chaotické a plasticky deformované zvrstvenie drobového „sklzového" pieskovca. Bystrické vrstvy bystrickej jednotky. Mierka: plastová fľaša vpravo pod koreňom.

Foto 2: Odtlačky prúdových eróznych stôp na spodnej ploche glaukonitového pieskovca v bystrických vrstvách. Južne od osady Samčíkovci. Priemer mince 2,5 cm.

Foto 3: Sklzový pieskovec v bystrických vrstvách. Vankúšovitá až guľovitá odlučnosť je výsledkom zvetrania chaoticky zvrstvených pieskovcov. Zárez vo svahu medzi Novou Bystricou a Vychylovkou.

Foto 4: Sklzový drobový pieskovec s ojedinelými obliakmi sedimentárnych hornín pri spodku. Bystrické vrstvy. Lutiša – ľavý prítok pod kótou Vŕšky (762). Priemer mince 1,8 cm.

foto 1

foto 2

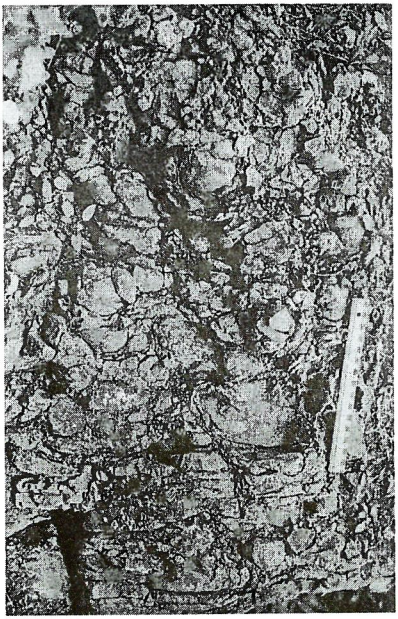


foto 3

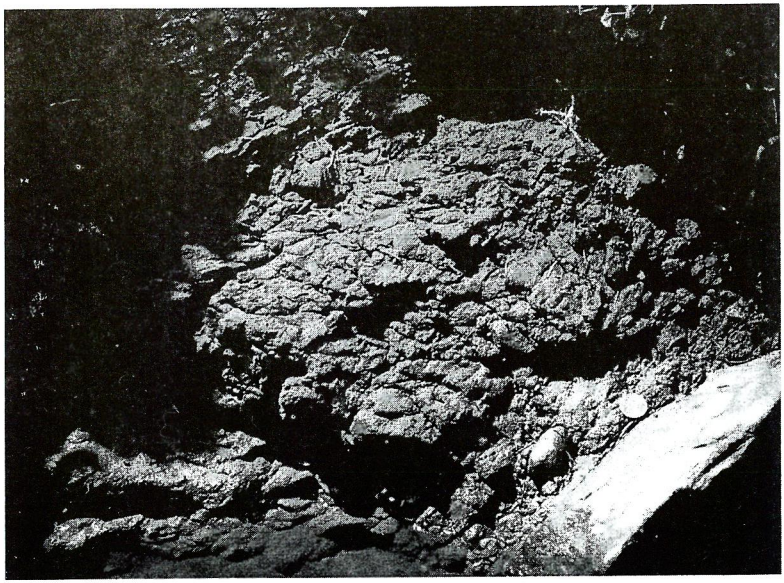


foto 4

Tab. VIII

Foto 1: Brodno – zastávka. Opustený lom v pieninských vápencoch (vpravo), rádiolaritoch a v červených hľuznatých vápencoch (naľavo). Typová lokalita kysuckého vrstvového sledu.

Foto 2: Doskovité zelené rádiolarity nad lomom v Brodne – na zastávke.

Foto 3: Laminované červené rádiolarity s tmavými silicifikovanými horizontmi. Zárez cesty v Lopušných Pažitiach. Priemer mince cca 2 cm.

Foto 4: Červené hľuznaté vápence (čorštynské) v nadloží červených rádiolaritov. Zárez cesty v Lopušných Pažitiach. Priemer mince 2 cm.

Foto 5: Kysucké bradlo od severu, hrebeň Steny (vpravo) – Ľadonhora (naľavo). Chrbty v popredí sú z bystrických vrstiev bystrickej jednotky. Na podhorí je úzka zóna oravsko-magurskej jednotky.

Foto 6: Pieninské vápence – prevrásnené doskovité vápence s rohovcami. Súvrstvie je v prevrátenej polohe, staršie vrstvy v nadloží. Stenový lom *Krnáč* v doline Snežnice pod Malým Vretenom (820,5).

foto 1

foto 2

foto 3

foto 4

foto 5

foto 6

Tab. IX

Foto 1: Prielom Vadičovského potoka cez Kysucké bradlo nad Radoľou. Vľavo Steny a Ľadonhora, vpravo Veľké Ostré. Uprostred záberu v zárezе cesty sú štrky vyššej strednej terasy (starší riss), dolu za budovou športového klubu je spodná stredná terasa (mladší riss).

Foto 2: Pieskovcový flyš snežnických vrstiev. Zárez za chatou Ľadonhora v Dolnom Vadičove na južnom svahu bradla.

Foto 3: Kremenno-karbonátové pieskovce a vápnité ílovce – malcovské vrstvy (oravsko-magurská jednotka) v tesnom kontakte pri bradlovom pásme. Rokliny nad Skaličanmi (Lutiše).

Foto 4: Nad Lutišou – bradlo Kopčeky. V štyroch homôlkach sú vápence (biancone, pieninské) a slieňovce posidóniových vrstiev. Pod lúkou v popredí je malcovské(?) súvrstvie. V pozadí Rozsutec.

foto 1

foto 2

foto 3

foto 4

Tab. X

Foto 1: Tenko vrstvený flyš sférosideritových vrstiev. Pieskovce sú jemnozrnné, bez muskovitu, obsahujú viac-menej zuhoľnatenej rastlinnej drviny, textúrne sú to typy Tac. Ílovce su viac-menej vápnité, až sliene, s premenlivým obsahom prachovej frakcie. V prítoku od Káčerovcov (Kubíková – Dĺžavy) na Vojenné (v. od Ostrého vrchu).

Foto 2: Pelokarbonátová konkrécia s hrdzavou patinou, sférosideritové vrstvy (bradlové pásmo). Vpravo rozbitý exemplár. Zlieň (765) – dolina od Ďurčov ssv. od Magury (921).

Foto 3: Zlepence v sférosideritových vrstvách (parakonglomeráty). Charakteristická je textúra s podporou matrixu (olistostrómový zlepenec – symmiktit). Zlieň (765) – dolina od Ďurčov ssv. od Magury (921).

Foto 4: Antiklinálny ohyb v tenko vrstvenom flyši sférosideritových vrstiev v prítoku spod Zlieňa (765) (dolina pod Ďurčov).

Foto 5: Detail kremenno-karbonátového pieskovca snežnických(?) vrstiev spod vrchola Vojenného (711).

Foto 6: Pupovské vrstvy, pieskovcový flyš v klapskej jednotke. Dĺžavy z. od Ostrého vrchu (Kubíková).

foto 1

foto 2

foto 3

foto 4

foto 5

foto 6

Tab. XI

Foto 1: Dolina Kysuce pod Krásnom nad Kysucou. Typická široká nivná terasa pozdĺž meandrujúcej rieky pretínajúcej naprieč zlínske súvrstvie magurského príkrovu.

Foto 2: Smetiská a divoké skládky odpadu lemujú potoky v blízkosti osád prakticky na celom území Kysúc.

Foto 3: Prúdový zosuv v Riečnici (Humnavé) v r. 1977. Uvoľnená horninová masa zasiahla maštaľ a nižšie stojaci dom.

Foto 4: Mindelský obtočník z bystrických ílovcov v Budatínskej Lehote nad Radoľou (Kysucké Nové Mesto.

Foto 5: Nižšia stredná terasa – *sídelná* (mladší riss) – na dolnom toku Oščadnice. V terase sú uložené piesčité štrky. Oščadnica.

Foto 6: Zosuvný svah v doline Kocifajovho potoka (hrebienok medzi k. Gorilova Kykula – 981 a k. Blažejovec – 831). Zosuv je dočasne stabilizovaný.

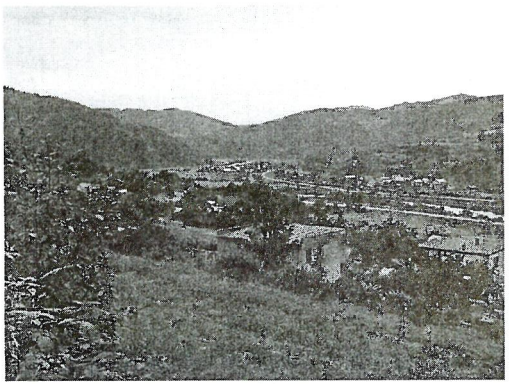


foto 1

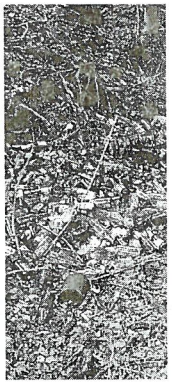


foto 2

foto 3

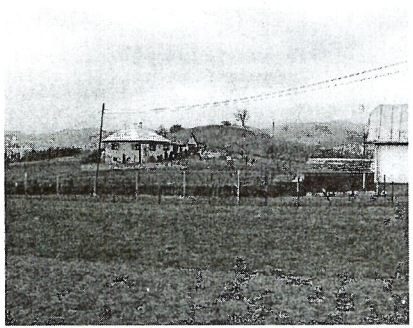


foto 4

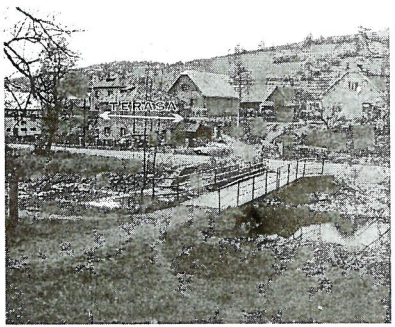


foto 5

foto 6

TAB. XI

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE
REGIÓNU KYSUCE

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2003.

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová
Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová
Preklad do angličtiny: RNDr. Pavel Liščák, CSc.

Náklad 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Štátny geologický ústav D. Štúra, RC Spišská Nová Ves.

ISBN 80 – 88974 – 48 – 8

ISBN 80 – 88974 – 48 – 8