

## Pieskovcové dajky v račianskej jednotke vonkajšieho flyšového pásma (Nová Polianka, východné Slovensko)

Martin Udič<sup>1</sup> a Stanislav Jacko

### *Sandstone dikes in the Rača unit Slovak Outer flysch belt*

*In the study area by geological mapping we localized Zlin Formation, situated in north - east area of Outer Western Carpathians, near the Nová Polianka village. In Zlin Formation (Middle – Upper Eocene) we have distinguished 3 types of lithofacies - sandstone lithofacies (Makovica sandstones), sandstone - mudstone lithofacies and mudstone lithofacies. Sediments represent part of a deep-marine deposition system as well as depositional environment of submarine slope. Sandstone intrusions in the Zlin Formation were interpreted in terms of their geometry and relating to ambient sediments like sandstone dykes. Their distribution is connected only with massive mudstone, in which they extend in two vertical directions. The sandstone dikes are evidence of extensional opening faults and joint systems in time of the sediment deposition of Magura basin. They were injected during tectonic movements connected with the earliest stage of deformation of the basin in this part. This assumption is supported presence of synsedimentary structures, which are documentations of the active basin margin. These are synsedimentary slide solids in overhead part of the Makovica sandstones and presence of the sediments distribution channel. This indicates the orientation of local dynamic evolution in time of their formation.*

**Key words:** sandstone dykes, turbidities, Rača Unit, outer flysch belt, Western Carpathians

### Úvod

Vonkajšie flyšové pásmo ako súčasť vonkajších Západných Karpát (obr. 1) reprezentuje vrásovo-prešmykovú štruktúru, ktorá je severovergentne nasunutá na čelnú predhlbeň a na juhu tektonicky hraničí s bradlovým pásmom. Juhovertgentná stavba flyšového pásma je doložená len z východnej časti na styku s bradlovým pásmom a jej vznik zrejme súvisí so skraccovaním tohto priestoru (ex. Žytko, 1999; Jankowski et al., 2004; Marko et al., 2005). Stavba vonkajšieho flyšového pásma bola sformovaná hlavne počas eocén – spodnomiocénnych pohybov, kedy došlo k severojužnému rozčleneniu vonkajšieho flyšového pásma na niekoľko litotektonických jednotiek, menovite: skolskú, podsliezsku, sliezsku a magurskú skupinu príkrovov. Uvedené litotektonické jednotky boli presunuté na vzdialenosť 30 – 40 km, pravdepodobne aj viac ako 100 km cez autochtónnu miocénnu čelnú predhlbeň (Oszczypko, 1998, 2001).

Magurská skupina príkrovov, ktorá je najjužnejším a zároveň najrozšírenejším segmentom v slovenskej časti vonkajšieho flyšového pásma, je tvorená troma základnými litotektonickými jednotkami: krynickou (na západe bielokarpatskou), bystrickou a račianskou. V zmysle Jankowského et al. (2004) je račianska jednotka rozčlenená na vnútornú (južnú) a vonkajšiu (severnú) račiansku jednotku.

Podrobným štúdiom geologickej stavby račianskej litotektonickej jednotky v oblasti Novej Polianky sme získali poznatky o pozícii, dynamike a sedimentárnom vývoji tejto časti flyšového pásma.

### Geologická charakteristika

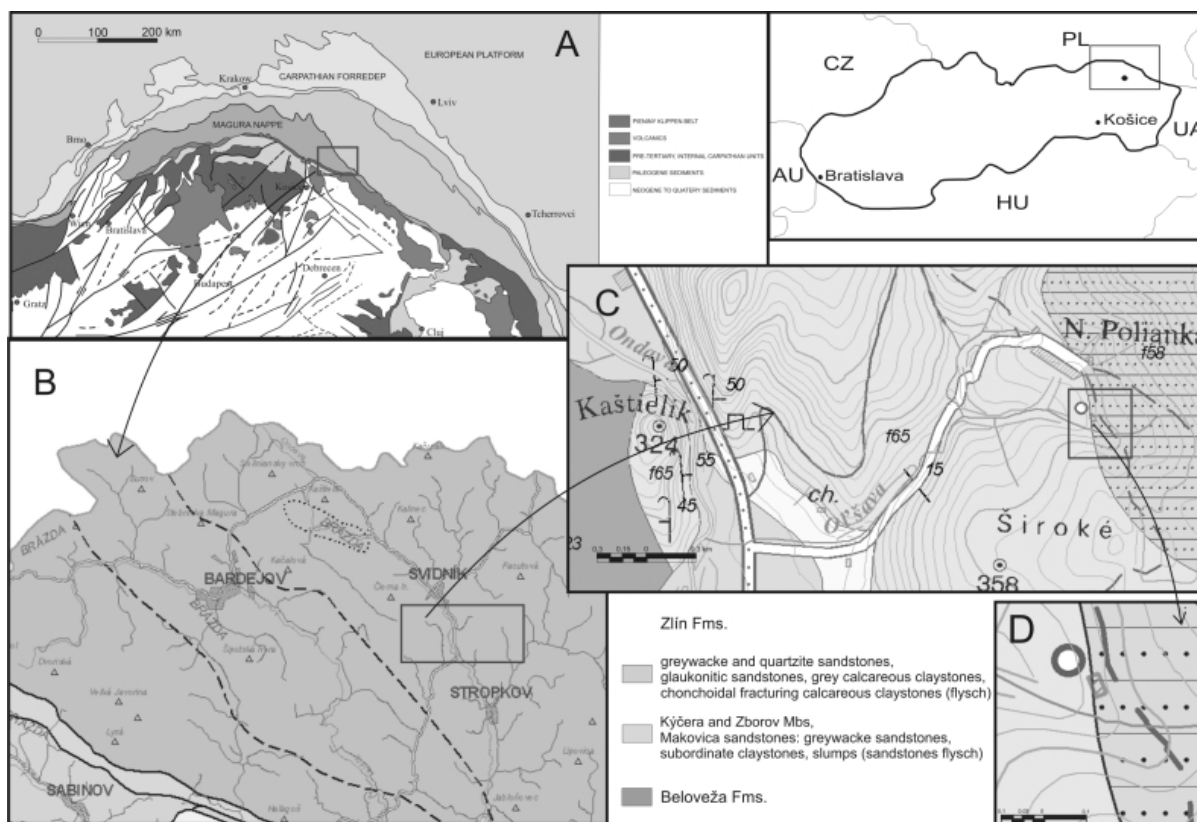
Geologická stavba územia v oblasti Novej Polianky je tvorená výhradne sedimentmi zlínskeho súvrstvia račianskej litotektonickej jednotky (stredný – vrchný eocén; obr. 2). Zlínske súvrstvie naposledy komplexne opísal Nemčok (1990). Podrobným výskumom sme v zlínskom súvrství vyčlenili tri litofácie: pieskovcovú, pieskovcovo-ílovcovú a ílovcovú, s tenkými polohami pieskovcov (Udič et al., 2007).

*Pieskovcová litofácia* je reprezentovaná makovickými pieskovecami (obr. 4a). *Makovické pieskovce* boli v rámci zlínskeho súvrstvia vyčlenené ako člen (Nemčok, 1961) spodnej časti zlínskeho súvrstvia (Pesl, 1960; Matějka, 1960 a Matějka & Stráník, 1961).

Najväčší výskyt makovických pieskovcov sa nachádza v oblasti kóty Kaštielik, kde hrúbka celého súvrstvia je cca 200 – 700 m. Na tejto lokalite vystupujú masívne, hrubovrstevnaté, kremité a muskovitické pieskovce s priebehom vrstevnatosti S – J až SZ – JV smeru so sklonom 40 – 50° k východu. Priemerná hrúbka pieskovcových vrstiev je 0,5 – 1 m, niekedy prevyšuje 2 m. Na bazálnych plochách pieskovcov sú zreteľné paleoprúdové stopy a ryhy indikujúce znos materiálu počas sedimentácie, pričom generálny smer paleoprúdenia indikuje znos materiálu z jv. na sz. Na vertikálnom odkryve, v smere nadol, sme pozorovali postupný prechod masívnych pieskovcov do pieskovcovo - ílovcových vrstiev, kde pomer pieskovcov k ílovcu je 1:1. Sedimentárny výskum makovických pieskovcov poukazuje na depozíciu sedimentov, ktoré sú tvorené rôznymi typmi gravitačných prúdov. Súčasťou sú aj ílovce, ktoré zrejme sedimentovali v čase

<sup>1</sup> Ing. Martin Udič, doc. Ing. Stanislav Jacko, PhD., Ústav Geovied, F BERG, Technická Univerzita v Košiciach, Slovensko (Recenzovaná a revidovaná verzia dodaná 13. 3. 2009)

zastavenia prísunu terestrického materiálu. To naznačuje, že sedimenty danej asociácie boli uložené v hlbokomorskom turbiditnom vejári. Prevažujúce ostré bázy vrstiev a chýbajúca výraznejšia erózia indikujú (Pickering et al., 1986) prevládajúce prostredie turbiditných lalokov (suprafanov) uložených distálne od ústia (obr. 3) distribučných kanálov (Cuperová, 2007).



Obr. 1. A. regionálna pozícia Magurskej jednotky v západnej časti Karpát; B: lokalizácia územia v rámci vonkajšieho flyšového pásma v račianskej litotektonickej jednotke; C: detail študovanej lokality v oblasti Novej Polianky, s prítomnosťou belovežského a zlínskeho súvrstvia; D: detail lokality makovických pieskovcov, sivých vápnných ílovcov a lastúrnato rozpadavých vápnných ílovcov s výskytom pieskovcových dajok.

Fig. 1. A. regional position of the Magura Nappe in the western part of the Carpathians; B: localization of the area Outer Western Carpathians in the Rača unit; C: detail of study area near the Nová Polianka village, Beloveža and Zlín formation; D: detail of the locality of the Makovica sandstones, grey calcareous claystones and chonchoidal fracturing calcareous claystones with sandstone dykes.

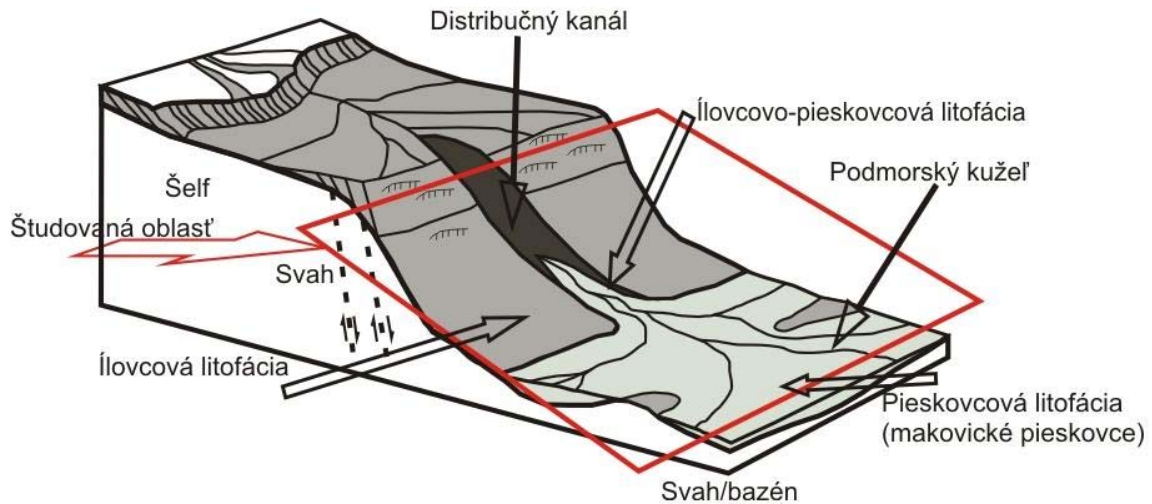
V nadloží makovických pieskovcov sa nachádza ílovcovo-pieskovcová litofácia a ílovcová litofácia.

Najväčší výskyt ílovcovo – pieskovcovej litofácie sa nachádza v záreze rieky Olšava, kde hrúbka celej litofácie je 10 – 15 m. Ílovce sú sivej farby, masívne a paralelne laminované. Hrúbka jednotlivých vrstiev ílovcov sa pohybuje od 15 do 50 cm. Pieskovce sú jemno až strednozrnné, sivozelené, sivé, slabo vápnné, s hojným množstvom kremeňa. Pieskovce vystupujú miestami vo vrstvách hrubých 15 – 30 cm, najčastejšie ide o polohy 1 – 3 m hrubé s vrstevnatosťou SZ – JV a sklonom vrstiev 5 - 15° k V. resp. k JV. Hrubšie vrstvy pieskovca pozostávajú z jednotlivých vrstiev odlišných zrnitosťou i typom sedimentárnych štruktúr. Pomerne časté je horizontálne, homogénne a gradačne zvrstvenie, vo vrchnej časti vrstiev sú niekedy viditeľné aj šikmé zvrstvenia a konvolútne poprehýbané lamíny. Na bazálnych plochách pieskovcov niekedy pozorovať prúdové stopy a ryhy. Pomer pieskovcov k ílovcom v ílovcovo – pieskovcovej litofácii sa pohybuje od 1:1 až ku 1:5. Z hľadiska depozičného prostredia (Pickering et al., 1986) zaraďujeme tieto sedimenty k sedimentom proximálnej časti turbiditných lalokov hlbokomorského prostredia (obr. 3). Poukazujú na to typy štruktúr, absencia výraznejších erózných znakov a spojenie s ílovcovou litofáciou (Cuperová, 2007).

Útvar - Odd. - Stupeň		M	Litológia	Litostratigrafia	
KRIEDA	VRCHNÁ	300 - 1200 m	Ropianske súvrstvie pK2e - Pgp	tmavosivé ílovce laminované pieskovce gradačné zvrstvené pieskovce	
					CENOMAN
					TURÓN
					KOŇAK
					SANTÓN
					KAMPÁN
	MÁSTRICHT				
	PALEOCÉN	50 - 1200 m	Belovežské súvrstvie - iPGe1	sivé, zelené a hnedé nevápnité ílovce, jemnozrné pieskovce (tenkovrstvený flyš)	
					DÁN
					MONT
					TANET
					ILERD
KUIZ (YPRES)					
EOCÉN	500 - 1200 m	Zlínske súvrstvie - pPGe2	kýčerské a zborovské vrstvy a makovické pieskovce: drobové pieskovce, menej ílovce, sklizové telesá (pieskovcový flyš)		
				LUTÉT	
				BIARITZ	
VRCHNÝ	500 - 1200 m	Zlínske súvrstvie - pPGe2	drobové a kremenné pieskovce, pieskovce s glaukonitom, sivé vápnité ílovce, lastúrnaté rozpadavé vápnité ílovce (flyš)		
				PRIABÓN	

Obr. 2. Litostratigrafická tabuľka račianskej litotektonickej jednotky flyšového pásma (upravené podľa Nemčok, 1990, Lexa et al., 2000).

Fig. 2. Litostratigraphy of the Rača unit of Outer flysch belt (adapted Nemčok, 1990, Lexa et al., 2000).



Obr. 3. Schematické zobrazenie princípu sedimentárnych elementov v hlbokomorskom prostredí, načrtnutý rámček zobrazuje študované hlbokomorské sedimentárne prostredie račianskej jednotky v oblasti Novej Polianky a kóty Kaštielik. Prázdne šípky označujú depozíciu jednotlivých litofácií zlínskeho súvrstvia v hlbokomorskom sedimentárnom prostredí (upravené podľa Posamentier & Kolla, 2003).

Fig. 3. Schematic depiction of principle depositional elements in deep-water settings, sketch border show study area of the Rača unit near the Nová Polianka village and Kaštielik. Empty arrows designate deposition of a facies of the Zlín formation (adapted Posamentier & Kolla, 2003).

Ílovcová litofácia (obr. 4b) má plošne obmedzené zastúpenie, nachádza sa v juhovýchodnej časti mapovaného územia pri obci Nižná Polianka. Ílovce zlínskeho súvrstvia tvoria 70 m polohy s vrstvami pieskovcov hrubých 5 cm v pomere 5:1 až 10:1. Je tvorená sivými, tmavohnedými až hnedočiernymi

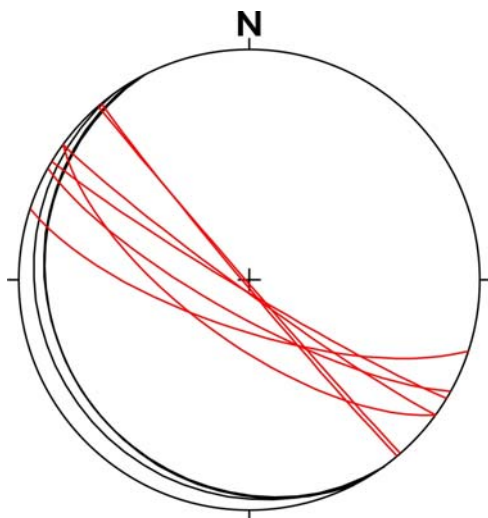
ílovcami, ktoré ostro nasadajú na podložné masívne pieskovce. Ide o masívne paralelne laminované a lastúrnato rozpadavé vápnité ílovce s vrstevnatosťou SZ – JV a sklonom vrstiev 5 - 15° k V. resp. k JV. Sú často tektonicky deformované, s občasným vývojom deformačných štruktúr - pieskovcových dajok prične porušujúcich ílovce (obr. 6, 7). Masívne, monotónne ílovce (Pickering et al., 1986) sú charakteristické pre suspenznú sedimentáciu v kľudných sedimentárnych prostrediach. Takéto prostredie sa v rámci turbiditného systému sa nachádza v distálnych častiach systému podmorských svahov (Obr. 3), dokonca až v prostredí abysálnych rovín, alebo v oblastiach medzi jednotlivými turbiditnými lalokmi, kde sedimentujú v čase odklonu depocentier (Cuperová, 2007).



a, b,  
Obr. 4. Makovické pieskovce zlínskeho súvrstvia (a), ílovcová litofácia zlínskeho súvrstvia – deformované sivé, tmavohnedé až hnedočierné lastúrnate rozpadavé vápnité ílovce (b).  
Fig. 4. Makovica sandstones of the Zlín formation (a), claystone of the Zlín formation – deformed grey, darkbrown to brownback chonchoidal fracturing calcareous claystones (b).

### Pieskovcové dajky

Geologickým mapovaním boli v ílovcoch zlínskeho súvrstvia lokalizované polohy pieskovcových dajok. Oblasť s najväčším výskytom pieskovcových dajok sa nachádza neďaleko obce Nová Polianka v odkryve eróznej ryhy potoka Olšava, tečúceho južne od spomínanej obce (obr. 1D). Pieskovcové dajky boli intrudované do ílovцovej litofácie, ktorá je tvorená masívnymi paralelne laminovanými, sivým, tmavohnedými až hnedočiernymi, tektonicky porušenými ílovcami. Dajky sú vyvinuté v puklinách SZ – JV smeru so sklonom 80° – 90° k JZ (obr. 5). Ohraničenie puklín voči ílovcom je výrazné a ostré. Hrúbka pieskovcových dajok je cca. 1 až 7 cm, maximálna pozorovaná výška dajky je 3 m. Dajky sú tvorené prične prerážajúcim, jemno- a strednozrným, tmavohnedým a svetlohnedým pieskovcom. Dajky vo svojom vertikálnom (resp. subvertikálnom) priebehu vyklíňujú, občas sa rozvetvujú a vytvárajú horizontálne výbežky, ktoré po krátkej (niekoľko cm až do 2 m) vzdialenosti vyklíňujú (obr. 7a).



Obr. 5. Štruktúrny tektonogram plôch vrstevnatosti (čierna farba) a pieskovcových dajok (červená farba).  
Fig. 5. Structural diagram of the bedding plane (black color) and sandstone dykes (red color).

prerážajúcim, jemno- a strednozrným, tmavohnedým a svetlohnedým pieskovcom. Dajky vo svojom vertikálnom (resp. subvertikálnom) priebehu vyklíňujú, občas sa rozvetvujú a vytvárajú horizontálne výbežky, ktoré po krátkej (niekoľko cm až do 2 m) vzdialenosti vyklíňujú (obr. 7a).

Podľa tvaru a charakteru vzniku sme vyčlenili dva typy dajok.

Prvý typ sú pieskovcové dajky, ktoré zdola, prične prerážajú nadložné ílovce (obr. 6). Tieto dajky sú tvorené jemnozrným pieskovcom tmavohnedej farby, hrúbky 5 – 7 cm s priebehom puklín SZ-JV smerom. Na ich plochách sú pozorovateľné lineácie poukazujúce na horizontálny sinistrálny posun. Dajky sú od seba vzdialené približne 2 m. Priebeh dajok je tektonicky deformovaný s významným ohýbaním vertikálneho priebehu týchto štruktúr.

Druhý typ predstavujú vertikálne dajky, prerážajúce ílovce zvrchu s orientáciou dajok SZ- JV smerom. Sú tvorené jemnozrným pieskovcom svetlohnedej farby hrúbky 1 – 3 cm vyklíňujúce vo vertikálnom smere.

Taktiež je možné pozorovať horizontálne lineácie paralelné so smerom dajky. Intrúzie v skupine sú od seba vzdialené viac ako 10 cm (obr. 7). Vertikálny priebeh dajok je často porušený tektonicky, najmä horizontálnymi pohybmi v ílovcoch (obr. 6, 7).



**a,**  
Obr. 6. Pieskovcová dajka prerážajúca zdola tmavohnedé až hnedočierne deformované, lastúrnaté ílovce (a), pieskovcová dajka prerážajúca deformované ílovce zvrchu. Na obrázku je znázornená tektonická amputácia dajky, spôsobená horizontálnymi tektonickými pohybmi v tmavohnedých až hnedočiernych, sivých lastúrnato rozpadavých vápnitých ílovcoch (b).  
**b,**  
Fig. 6. Sandstone dykes cross cutting from the bottom darkbrown to brownback deformed, chonchoidal claystones (a), sandstone dyke cross cutting claystones from the top, in the picture is visible tectonic amputation of the dyke, caused by horizontal movement in the claystones.

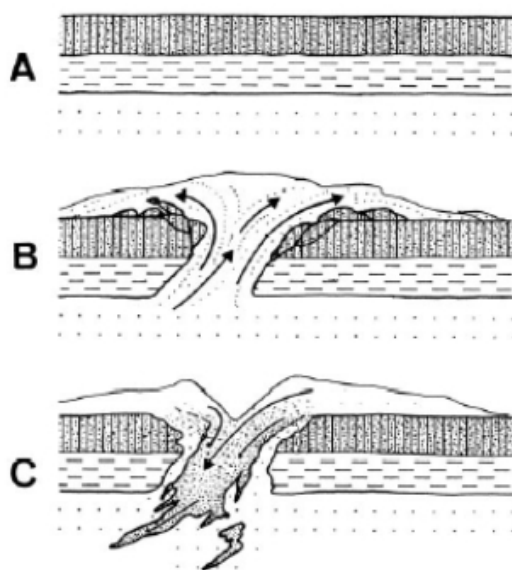


**a,**  
Obr. 7. Skupina pieskovcových dajok s horizontálnym a vertikálnym vyklením priebehu v deformovaných tmavohnedých až hnedočiernych, sivých lastúrnato rozpadavých vápnitých ílovcoch (a). Znáznornené horizontálne porušenie pieskovcovej dajky v tektonicky deformovaných ílovcoch (b).  
**b,**  
Fig. 7. Band of sandstone dykes with horizontal and vertical finish of the continuance in deformed darkbrown to brownback, grey chonchoidal fracturing calcareous claystones (a), horizontal failure of sandstone dyke in deformed claystones (b).

### Genéza vzniku pieskovcových dajok

Na objasnenie genetického vzniku pieskovcových dajok je potrebné poznať viaceré parametre a možné mechanizmy ich tvorby. Preto uvádzame tri rôzne mechanizmy tvorby dajok, ktoré prichádzajú do úvahy v študovanom území.

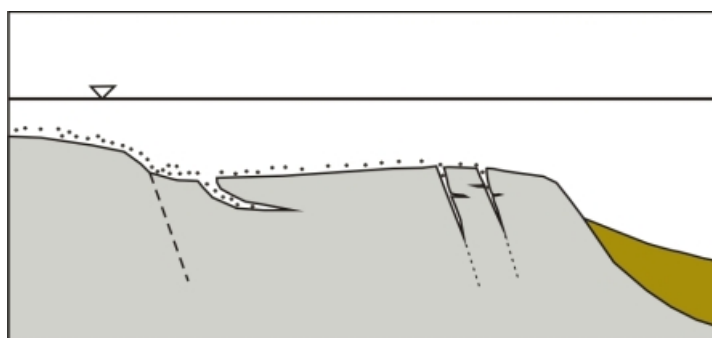
Prvý mechanizmus vzniku pieskovcových dajok naznačuje prítomnosť pieskovcov, ktoré boli pokryté sedimentom, pričom obsahovali značné množstvo pórovej vody. Intrúzie piesku do nadložných sedimentov poukazujú na zvodnenie piesku a remobilizáciu, kde sú polohy slabo konsolidovaného piesku uzavreté v jemnozrnej hemipelagickej sukcesii. Tieto polohy piesku boli podriadené liquifikácii (počas zemetrasenia značnej intenzity) a remobilizácii, ako výsledok vznikajúceho pretlaku váhou nadložných vrstiev (Hiscott, 1979). Seizmický šok alebo kolaps vzniknutý pretlakom postupne vytlačal fluidá a nespevnený piesok cez zlomy a systém puklín (Lien, 2006), (obr. 8). Pri jeho pohybe smerom nahor mohlo dôjsť ku križovaniu oslabených plôch v nadložnom sedimente (ílovci) a rozvetvení prúdiaceho zvodneného piesku.



Obr. 8. Schematický diagram procesu liquifikácie, A - pred zemetrasením, B - počas zemetrasenia, C - po zemetrasení (Takahama et al., 1999).

Fig. 8. Schematic diagram of the process liquefaction, A – before earthquake, B – during earthquake, C – after earthquake.

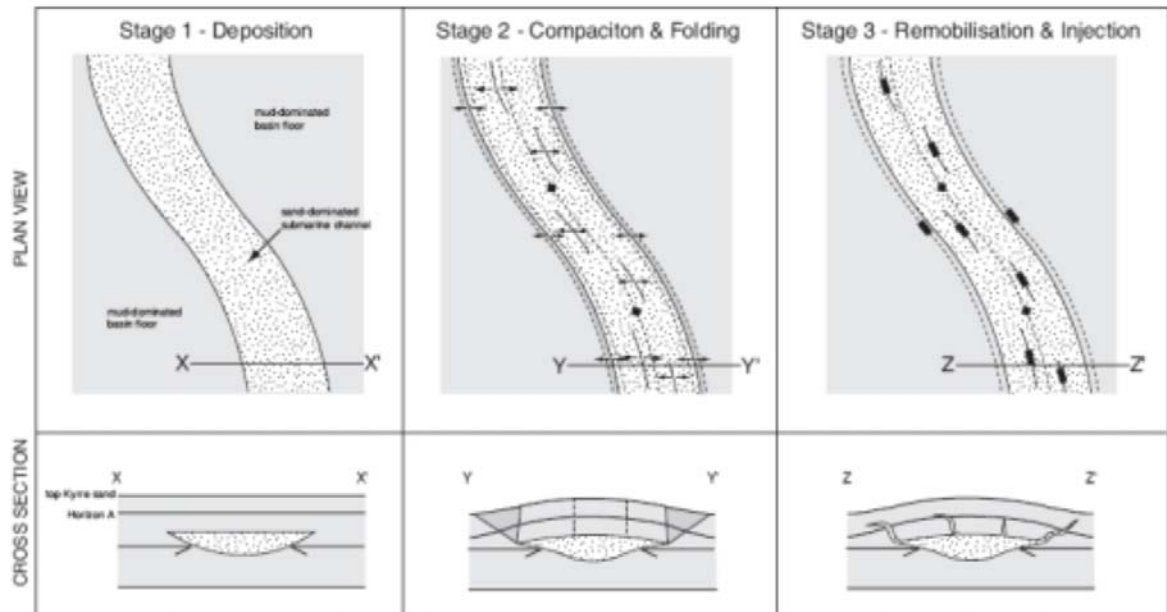
Druhý spôsob vzniku týchto štruktúr súvisí so vznikom puklín v spevnených podložných horninách. Sediment, ktorý vyplňa pukliny intruduje z vrchnej časti sukcesie, kde sú horniny slabo spevnené a značne nasýtené vodou (obr. 9). Takýto proces je často podporovaný hydrostatickým tlakom vo veľkých hĺbkach. Sedimentárne dajky môžu intrudovať pozdĺž roviny s najmenším odporom, kde sú horniny relatívne frakturované v procese tenzie alebo kompresie. Tento spôsob vzniku je často spojený s poklesávaním okrajov bazénov (Sidorczuk, 2005).



Obr. 9. Proces vzniku pieskovcových dajok z vrchnej časti sedimentárnej sukcesie do oslabených zón, tvoriacich sa pri poklesávaní okrajových častí bazénov, s následným vznikom puklín a malých zlomov (Sidorczuk, 2005).

Fig. 9. Process of a formation of sandstone dykes from the top into the weak zones, formation of a slip in marginal part of a basin, with formation of a fractures and faults (Sidorczuk, 2005).

Tretí spôsob je spojený s eróziou podmorských distribučných kanálov, vyplnených predovšetkým hruboklastickým materiálom v spodnej časti podmorského svahu, ktorý je zároveň miestom depozície masívnych ílovcov. Distribučný kanál je tak postupne prikrývaný nízko poréznymi a nízko priepustnými ílovcami, ktoré môžu predstavovať sedimenty ďalšieho sedimentačného cyklu. Rozdielna kompaktnosť ílovcov a pieskocov, ktoré dominujú v kanále, spôsobuje čiastočnú inverziu a vystupovanie pieskocov z kanála (obr. 10). Napätie vyvolané ťahom pozdĺž osi kanála a miestami na okraji, je výsledkom ohýbania vrstiev nad vyplneným kanálom. Laterálne (okrajové) pukliny alebo malé posuny sú vyvinuté na okraji kanála, pričom sa vyvíjajú aj ďalšie pukliny a malé posuny pozdĺž osi podmorského distribučného kanála. Intrúzie nad hlavným pieskovcovým telesom sú sústredené pozdĺž týchto oslabených zón, čo je podmienené ich značnou porušenosťou (Jackson, 2006).



Obr. 10. Vývoj klastických intrúzií v podmorských kanáloch. Etapa 1 znázorňuje depozíciu piesku v hlbokomorskom distribučnom kanáli, v oblasti hlbokomorského svahu s dominantnou sedimentáciou ílu až po oblasť dna bazénu. Kanál je postupne prekrytý nízko poréznym a slabo priepustným ílovcom. Etapa 2 znázorňuje vyvolané extenzné napätie na okraji a lokálne nad vrcholom kanála. To spôsobuje vznik puklín následkom ohýbania vrstiev nad hlbokomorským distribučným kanálom s prevládajúcim pieskom, ako dôsledok rozdielnej kompaktnosti ílu a piesku. Etapa 3 znázorňuje laterálne neprerušené pukliny alebo zlomy s malým posunom. Tie sú vyvinuté v zóne extenzného napätia na okraji kanála, pričom sa vyvíjajú aj ďalšie pukliny a malé posuny pozdĺž osi podmorského distribučného kanála. Intrúzie nad hlavným pieskovcovým telesom sú sústredené pozdĺž týchto oslabených zón vyplývajú z: 1) ich preferenčného vývoja na okraji kanálov, 2) ich predĺženého vývoja pozdĺž kanálového okraja a 3) ich paralelnej orientácie s vývojom nad osou kanála (Jackson, 2006).

Fig. 10. Conceptual diagrams illustrating the development of clastic injectites adjacent to one of the Kyrre Formation channels in response to differential compaction and associated forced folding. Stage 1 – sands are deposited in an erosively-based submarine channel complex in a mud-dominated slope to basin floor setting. The channel is gradually buried in low porosity, low permeability mudstone. Stage 2 – Differential compaction of mudstones adjacent to the sand-dominated channel occurs causing partial inversion and mounding of the channel. Extensional strains develop at the margin and locally along the crest of the channel due to folding of the strata over the channel. Stage 3 – Laterally persistent fractures and/or low displacement faults develop at the zones of extensional strain at the channel margins, whereas more locally developed fractures and/or faults develop along the axis of the channel. Injections above the main parent sandbody are focused along these planes of weakness resulting in; (1) their preferential development at the margins of the channels, (2) their elongate alignment along the channel margins, (3) and their channel parallel orientation where they developed above the axes of the channels.

## Diskusia

Pieskovcové dajky opisované v sedimentoch zlínskeho súvrstvia račianskej litotektonickej jednotky boli interpretované na základe ich geometrie a vzťahu k okolitým sedimentom. Ich distribúcia je viazaná výlučne na polohy tmavohnedých až hnedočiernych lastúrnato rozpadavých ílovcov s hrúbkou 70 m. Ich prienik do nadložného prostredia je orientovaný takmer vertikálne v oboch smeroch. Pieskovcové dajky sú jemnostrednozrné, muskovitické, tmelené kremíťom tmelom s hrúbkou do 7 cm a výškou až do 3 m.

Štruktúry podobné dajkám prerážajúce ílovce zhora opisuje vo svojej práci Rubinkiewicz (2007). V niekoľkých odkryvoch opisuje pukliny vyplnené pieskovcovými klastickými sedimentmi s výškou

niekoľko metrov a s hrúbkou niekoľko centimetrov, ktoré prerážajú piesčité bridlice a ílovcy. Hranice medzi stenami puklín a vyplneným materiálom sú ostré. Dajky poukazujú na priamy smer a sú orientované pod rozličným uhlom vo vzťahu k vrstevnatosti. Tieto štruktúry Rubinkiewicz nazýva podľa definície Gradzinského et al. (1986) klastické žily. Podobné štruktúry tohoto typu boli v poľskej časti Karpát dokumentované Dzulinským & Radomskim (1957), ktorý opísal pieskovcové dajky líšiac sa obvykle od pozorovaných pieskovcových dajok svojím nepravidelným smerom. Štruktúry typu klastických žíl indikujú, že boli formované v puklinách spevnených hornín. Sediment, ktorý vyplnil pukliny intrudoval z vrchnej časti sukcesie, kde boli horniny slabo spevnené a silne saturované vodou. Proces bol podporovaný hydrostatickým tlakom vo veľkých hĺbkach. Výskyt pieskovcových dajok v sliezskej jednotke vonkajších Západných Karpát Rubinkiewicz (2007) spája s extenzívnymi podmienkami v sedimentačnom bazéne. Tie boli pravdepodobne iniciované počas tektonických pohybov spojených s prvými etapami deformácie flyšového pásma v tejto časti.

Výskyt študovaných pieskovcových dajok v zlínskom súvrství račianskej litotektonickej jednotky poukazuje na extenzné otváranie puklín v magurskom sedimentačnom bazéne v čase depozície sedimentov, podobným spôsobom, ako to opisuje Rubinkiewicz (2007) z oblasti sliezskeho bazénu. Tento predpoklad je podporený aj prítomnosťou ďalších synsedimentárnych telies (Udič, 2007), ktoré dokumentujú aktívny okraj bazénu v čase depozície sedimentov. Jedná sa predovšetkým o prítomnosť synsedimentárnych sklzových telies (obr. 11), ktoré nachádzame vo vrchnej časti makovických pieskovcov a prítomnosť sedimentov distribučného kanála (makovické pieskovce). Spoločenstvo dajok je orientované v línii (obr. 5) s paralelným smerom okraja sedimentačného bazéna. To poukazuje na orientáciu lokálneho dynamického vývoja v čase ich formovania.



Obr. 11. Výskyt synsedimentárnych sklzových telies (vrás) v makovických pieskovcoch, dokumentujúci okraj sedimentárneho bazénu. Antiklinálne vrásy majú smer osi vrásy J<sub>V</sub> – S<sub>Z</sub> smeru paralelných so smerom priebehu dajok.  
Fig. 11. Synsedimentary slide bodies (folds) in Makovica sandstones, documentation basin margin. Anticline folds with direction of the axle SE – NW, trending parallels with trending of the dykes.

## Záver

Geologická stavba račianskej jednotky magurskej skupiny príkrovov je v študovanej oblasti tvorená sedimentmi zlínskeho súvrstvia, v ktorých sme vyčlenili tri sedimentárne litofácie: pieskovcovú, ílovcovo – pieskovcovú a ílovcovú litofáciu. Analýzou sedimentárneho prostredia sme prišli k záveru, že sa jedná o sedimenty turbiditového systému, ktoré boli ukladané na podmorskem svahu. V čase depozície tento svah vykazoval značnú nestabilitu, čo bolo spôsobené vertikálnymi pohybmi, ktoré doprevádzali aj seizmické otrasy. Výsledkom porušenia stability sedimentov je vznik viacerých synsedimentárnych zosuvov, ktorých vrásové osi sú paralelné so smerom priebehu pieskovcových dajok (Udič, 2007).

Študované turbidity tvoria výplň depresíí, ktoré sú produktom tektonického otvárania flyšového bazénu počas eocénu na zlomových štruktúrach SZ – JV smeru. Poklesávanie a výzdvih jednotlivých blokov zrejme vytvoril systém tektonicky ohraničených depresíí, ktorých sedimentárna výplň bola ovplyvňovaná okrajovými pohybmi, čím došlo k vzniku synsedimentárnych zosuvov a neskôr k otváraníu trhlín, ktoré boli injektované pieskovcovými dajkami.



## Literatúra - References

- Birkenmajer, K.: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geol. Pol.* 88, 7-32, 1986.
- Cuperová, I.: Sedimentologická analýza zlínskeho súvrstvia v oblasti Svidníka. *Dipl. práca, Ústav geovied fakulty BERG, TU Košice, 63 str, 2007.*
- Dzulynski, S., Radomski, A.: Clastic dikes in the Carpathian Flysch. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 26, 225-254. *In Polish with English summary, 1957.*
- Gradzinski, R., Kostecka, A., Radomski, A., Unrug, R.: *Zarys Sedymentologii. Wydawnictwa Geologiczne; Warszawa 1986.*
- Hiscott, R. N.: Clastic sills and dykes associated with deep-water sandstone, *Tourelle Formation, Ordovician, Quebec. Journal of Sedimentary Petroleum* 49, 1-10, 1979.
- Jackson, C., A., L.: The Geometry, Distribution, and Development of Clastic Injections in Slope Systems: Seismic Examples from the Upper Cretaceous Kyrre Formation, Måløyslope, Norwegian Margin. In:(Ed: Hurst, A. & Cartwright, J.) *Sand Injections, Implications for Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir* 87, 1 - 288, 2006.
- Jankowski, L., Kopciowski, R., Rylko, W.: Geological map of the Outer Carpathians: borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia, 1: 200 000. *Polish Geological Institute, Warszawa 2004.*
- Lien, T., Midtbø, R. E., Martinsen, O. J.: Depositional facies and reservoir quality of deep-marine sandstones in the Norwegian Sea. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 86, pp. 71-92. Trondheim, 2006, ISSN-029-196X.
- Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Vozár, J.: Legend to Geological map of Western Carpathians and adjacent areas, 1: 500 000. *GÚDŠ Bratislava 2000.*
- Marko, F., Vojtko, R., Plašienka, D., Sliva, L., Jablonský, J., Reichwalder, P., Starek, D.: A contribution to the tectonics of the Periklippen zone near Zázrivá (Western Carpathians). *Slovak Geol. Magazine* 11, 1, 37-43, 2005.
- Matějka, A.: Vnitřní pásmo bradlové na listu geologické generální mapy Vysoké Tatry, *Zprávy o geol. výzkumech za rok 1959, Praha 1960.*
- Matějka, A., Stráňik, Z.: Hlavní výsledky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Zborov – Košice, *Bratislava 1961.*
- Nemčok, J.: vznik a výplň depresí v Magurskom flyši na východnom Slovensku. *Separát – Geol. Sborník XII, 2, Bratislava 1961.*
- Nemčok, J., Zakovič, M., Gašparíková, V., Ďurkovič, T., Snopková, P., Vrana, K., Hanzel, V.: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienín, Čergova, Lubovianskej a Ondavskej vrchoviny, 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava, 131, 1990.*
- Oszcypko, N.: The Western Carpathians Foredeep—development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geol. Carpath.* 49, 415-431, 1998.
- Oszcypko, N.: Rozwój zapadliska przedkarpackiego w miocenie. *Przeegl. Geol.* 49, 717-723, 2001.
- Pesl, V.: Přehledné geologické zhodnocení magurské flyšové skupiny na vých. Slovensku (Střední část Ondavské vrchoviny)., *Rukopisná zpráva, Geofond, Bratislava 1960.*
- Pickering, K., Stow, D., Watson, M., Hiscott, R.: Deep-Water facies, Processes and Models: A Review and Classifications scheme for modern and Ancient Sediments, *Earth Science Reviews?* 23, 75 - 174, 1986.
- Posamentier, H. W., Venkatarathnan, Kolla: Seismic Geomorphology and Stratigraphy of Depositional Elements in Deep-Water Settings, *Journal Sedimentary Research, Vol. 73, No. 3, P. 367-388, 2003.*
- Rubinkiewicz, J.: Fold-thrust-belt geometry and detailed structural evolution of the Silesian nappe – eastern part of the Polish Outer Carpathians (Bieszczady Mts.). *Acta Geologica Polonica, 57 (4), 479-508. Warszawa 2007.*
- Sidorczuk, M.: Middle Jurassic ammonitico rosso deposits in the northwestern part of the Pieniny Klippen Belt in Poland and their palaeogeographic importance; a case study from Stankowa Skała and “Wapiennik” Quarry in Szaflary. *Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 273-285, 2005.*
- Takahama, N., Otsuka, T., Brahmantyo, B.: A new phenomenon in ancient liquefaction—the draw-in process, its final stage. *Sedimentary Geology* 135 (2000) 157-165, 1999.
- Udič, M.: Štruktúrna tektonická stavba vonkajšieho flyšového pásma v okolí lokality Kaštielik pri Sidníku, *Dipl. práca, Ústav geovied fakulty BERG, TU Košice, str. 53-54, 2007.*
- Udič, M., Jacko, S., Janočko, J., Cuperová, I., Prekopová, M.: Zlínske súvrstvie v okolí Svidníka - prvé poznatky o štruktúrnom a depozičnom vývoji. In: *Geovestník : Príloha časopisu Mineralia Slovaca. roč. 39, č. 1 (2007), s. 18.*
- Žytko, K.: Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zachodnich i Wschodnich. *Práce Państw. Inst. Geol.* 168, 135-164, 1999.