

Užitočným východiskom pri charakteristike týchto procesov je litologické členenie predalpínskych komplexov na: (1) leptyno-amfibolitový komplex (LAK), staropaleozoické vulkanickosedimentárne komplexy (EPA), predalpínske granitoidy (PAG) a mladopaleozoické vulkanickosedimentárne komplexy (LAP).

LAK, ktorý je známy z gemerika, veporika aj tatrika, považujeme za primárne spodnokôrový magmatický komplex vzniknútý podstielením staršej kôry (ostrovnooblúkovej?) magmou generovanou vo väzbe na zónu subdukcie. Obsahuje enklávy eklogitizovanej subdukovanej oceánskej kôry. Vek komplexu je staropaleozoický (ordovik?). Pri nasledujúcej exhumácii ho metamorfne prepracovala príp. postihla anatexia.

Komplexy EPA prevládajú v súčasnej stavbe gemerika. Vápenato-alkalický vulkanizmus bázického až acidného zloženia pri prevahe acidných vulkanoklastík sedimentujúcich z turbiditných prúdov v ordovickej (až silúrskej?) gelnickej skupine indikuje jej vznik v suprasubdukčnom prostredí v blízkosti vulkanického oblúka. Prítomnosť bázických vulkanitov typu OIT/CT a BABB signalizuje uplatnenie zaoblúkového riftingu a lokalizuje vznik komplexov gelnickej skupiny na kontinentálny svah príp. úpätie orientované do zaoblúkového bazéna založeného zrejme na ensialickom ostrovnom oblúku. Reliktom výplne bazéna v iníciaľnom štádiu otvárania je rakovecká skupina. V spodnej časti ju tvoria subakvatické lávové prúdy bazaltu vystriedané redeponovanými bázickými vulkanoklastikami spolu s ilovitými sedimentmi vo vrchnej časti. Vulkanity prakticky výlučne patria do typu OIB. Medzi komplexy EPA okrem gemerika patrí pezinská a pernecká skupina v kryštaliniku Malých Karpát. Devónska pezinská skupina, ktorú tvoria prevažne drobové sedimenty s prejavmi izochrónneho bazaltového vulkanizmu typu OIT/CT, predstavuje časť výplne riftogénneho bazéna. Pernecká skupina, tvorená bazaltmi, doleritmi a gabrami typu N-MORB s malým množstvom hlbinných oceánskych sedimentov, je zhodná s vrchnou časťou typického ofiolitového profilu, t. j. reprezentuje vrchnú časť oceánskej kôry. Vek perneckej skupiny, rovnako ako vek jej tektonického zblíženia s pezinskou skupinou, je starší ako visénsky.

Najstarším komplexom LAP je spodnokarbónska ochtinská skupina (zahŕňajúca aj pôvodne samostatnú ťermelskú skupinu). Obsahuje dva geochemické typy bazaltov BABB, prechodné typy medzi BABB a E-MORB a vznikla v prostredí predoblúkového alebo zaoblúkového bazéna. Reliktom dna zaoblúkového bazéna oceánskeho typu je aj karbónska zlatnícka formácia, ktorú tvoria bazalty, dolerity, gabrá a pelitické sedimenty. V permských komplexoch sa objavujú produkty vápenato-alkalického vulkanizmu od bazaltov po ryolity a predstavujú relikty výplní bazénov priliehajúcich k vulkanickému oblúku založenému na staršom fundamente zložitej stavby. Z prevahe acidných vulkanitov možno uvažovať o zrelom štádiu evolúcie magmatického oblúka, ktoré v triase prešlo do riftingu.

Porovnanie veľmi neúplných výsledkov štúdia paleozoických jednotiek v Západných Karpatoch s analogickými výsledkami z Východných a Južných Álp vedie k prekvapujúco konzistentnému pohľadu na základné črty geodynamického vývoja v tejto oblasti. V ordoviku (silúre) dominovala konvergencia, orogénny vulkanizmus pravdepodobne na ensialickom ostrovnom oblúku a iníciaľny rifting v tle oblúka. Vrchný silúr až devón sú obdobiami pasívneho okraja kontinentu s prechodom do riftingu. V strednom karbone je záznam subdukcie kôry zaoblúkového bazéna a formovania akrečnej prizmy. Uzavretím oceána a vytvorením ofiolitovej jazvy sa spojili dva terany odlišujúce sa stupňom metamorfózy staropaleozoických komplexov. Na takomto fundamente vrchnokarbónsko-permská konvergencia vytvorila magmatický oblúk, v rámci ktorého postupným vývojom cez riftingénny bazén vznikol zaoblúkový meliatsky oceán.

M. KOHÚT: Genéza kyslých magmatických hornín vo svetle globálnej tektoniky – kam sme pokročili

Pôvod zemskej kôry je neodmysliteľne spätý s genézou magmatických hornín vo vývoji Zeme. Kontinentálna kôra – priemerným zložením zodpovedajúca granodioritu a andezitu, ako aj časti ložísk nerastných surovín v nej – odzrkadľuje dlhodobý vývoj najmä kyslých magmatických hornín. Teória platňovej (globálnej) tektoniky je dostatočným základom na chápanie a pochopenie odlišných tektonických štýlov a geochemických charakteristík súčasných pásiem magmatickej aktivity, pretože viac ako 90 % dnešnej magmatickej činnosti prebieha na rozhraní litosférických platní. Výsledky

geofyziky a modelovania potvrdili, že platňové rozhranie je trojaké – divergentné, konvergentné a transformné. Podľa tektonického štýlu rozlišujeme štvoraké základné tektonické prostredie, v ktorom sa generuje magma:

- a) *Konstruktívne platňové okraje* divergentných platní produkujú bazaltoidné horniny stredoocéanských chrbtov (MORB) a zaoblúkové bazény s (BABB).
- b) *Deštruktívne platňové okraje* konvergujúcich platní vytvárajú ostrovne oblúky (IA) a vulkanické oblúky aktívnych kontinentálnych okrajov (CVA).
- c) *Vnútroplatňový oceánsky chocholový (plume) ostrovny vulkanizmus* (OIB).
- d) *Intrakontinentálny riftový platobazaltový (flood basalt) vulkanizmus* (CFB) a ultradraselný neriftový magmatizmus (kimberlity).

Všeobecne sa akceptuje, že parciálne tavenie plášťového materiálu primárne produkuje magmu bázického a ultrabázického zloženia vo väčšine tektonických prostredí. Magmatizmus konvergentných okrajov má rozhodujúci význam pri formovaní mladej kontinentálnej kôry. Kyslé (felzické) magmatické horniny môžu vzniknúť diferenciou – frakcionáciou primárnej bázickej magmy (napr. plagiogranity v ofiolitových komplexoch), mixingom a kôrovou kontamináciou alebo a priori recykláciou kôrových sedimentárnych a starších magmatických hornín pri subdukčnokolíznych procesoch. Väčšina kyslých magmatických hornín – granitoidov sa vyskytuje v oblastiach so zhrubnutou kontinentálnou kôrou alebo na kontinentálnych oblúkoch ako výsledku subdukcie pod aktívny kontinentálny okraj, alebo v zónach rozsiahlych kolízií sialických kôrových platní. Tavenie granitoidov vo všeobecnosti postdatuje kôrové zhrubnutie v rozsahu niekoľkých miliónov rokov (Ma) až desiatok Ma. Keďže kontinentálna kôra v normálnom stave má pevný, rigidný charakter, na jej potenciálne tavenie je potrebné termálne zmäkčenie. Kôra sa môže výrazne prehriať pri subdukčnom ponorení do dostatočnej hĺbky, pôsobením tepla z rozpadu rádioaktívnych prvkov (U, Th, K), z podstielaajúcej plášťovej magmy, ako aj tepla uvoľňujúceho sa pri strižných procesoch. Ako to býva v prírode pravidlom, väčšinou pôsobia rozličné zdroje tepla naraz. Jednou z základných otázok granitevej petrológie je determinácia zdrojových hornín, typu ich tavenia a procesov vedúcich k formovaniu granitoidov, ktoré sa v súčasnosti študujú na zemskom povrchu. Veľa granitoidov je produktom anatexie normálnych kôrových, ako aj vrchnoplášťových hornín v strednej a spodnej kôre za podmienok hydratačného alebo dehydratačného tavenia. Pri vrchnej amfibolitevej a granulitovej fázi môže nastať anatexia, čo dokazuje aj experimentálne tavenie pelitických hornín, drôb, amfibolitov alebo peliticko-tonalitických páskovaných komplexov.

Poznanie geodynamických podmienok vzniku a povahy zdrojových hornín, ako aj typu tavenia magmatických hornín, spôsobu a hĺbky ich umiestnenia vo vrchnej kôre je pri správnom hodnotení metalogenetického potenciálu kyslých intruzívnych hornín a ich ekonomického prínosu pre spoločnosť rozhodujúce.

R. AUBRECHT a J. SCHLÖGL: Bradlo Štepnická skala – netypický vývoj czorsztynskej jednotky

Štepnická skala je bradlo na rovnomennom vrchu na JJZ od Púchova asi 500 m JV od samoty Štepnice (časť obce Streženice). V bradle smerom do údolia Váhu je opustený kameňolom a v ňom je odkrytá podstatná časť litológie bradla. Bradlo je v prevrátenej tektonickej pozícii a patrí do czorsztynskej jednotky, ale do osobitného vývoja, ktorý nemá analógiu v iných bradlách. Blízky mu je vývoj Mestečianskej skaly, ktorý vyčlenil Aubrecht (1992). Ide o vývoj, v ktorom sa v kelovej a oxforde nevyskytujú czorsztynské hluznaté vápence (*ammonitico rosso*) ani Mišíkom (1979) vyčlenené vršatecké koralové vápence, ale rozličné variety nehluznatého kalového vápence (napr. bohnický vápenc: Mišík et al., 1994). Vývoj Štepnickej skaly má aj špecifiká, aké sa na iných lokalitách nevyskytujú. Štepnickú skalu spomenul už Andrusov (1945), ale uviedol ju ako jediný príklad, v ktorom sa namiesto hluznatého vápence vyskytuje „amonitová brekcia“. Andrusov (l. c.) pri svojom výskume poznal iba niekoľko balvanov tejto brekie; v tom čase ešte lom na skale zrejme nebol.

Štúdiom troch profilov (severného, stredného a južného) odhalilo značnú laterálnu faciálnu variabilitu bradla. Stratigrafickou bázou bradla sú smoligóvske vápence (žltkasté a ružovkasté krinoidové vápence – bajok) s drobnými dutinkami s laminovanou kalovou výplňou (?dajky). Ich hrúbku nemožno zistiť, lebo v bradle nie je zachytený ich styk s podložnými áleňskými bridlicami (szkrzypnianske súvrstvie). V ich stratigrafickom nadloží vystupujú czorsztynské hluznaté vápence (červené), ktoré sú v severnom

profile hrubé okolo 6 m. kým v strednom sa stenčujú na 2 m a v južnom sú hrubé približne 4 m. Z bazálnej časti vrstvy hľuznatého vápencu (približne v metrži 17–17,2 v severnom profile) pochádza pomerne početná amonitová makrofauna dobre indikujúca najspodnejší bat. Najbohatšie je zastúpený druh *Nannolytoceras tripartitum* (Raspail) (až 90 %), z ďalšej fauny *Phylloceras* sp., *Calliphylloceras disputabile* (Zittel), a hlavne *Morphoceras* cf. *dimorphitiformis* Sandoval, poukazujúci na kľukatú (zig-zag) zónu (Schlögl, 2002). Filamentová mikrofaciá dominuje v celej hrúbke súvrstvia.

V severnom a južnom profile je vo vrchnej časti hľuznatého vápencu asi 1 m hrubá poloha bieleho bositového vápencu (bositová lumachela) zloženého takmer výlučne zo schránok lastúrníkov *Bositra buchii* (býv. *Posidonia alpina*). V okolitých vápencoch tiež prevláda „vláknová“ mikrofaciá (vlákna = prierezy lastúrníkov rodu *Bositra*), ale na rozdiel od tejto polohy so značným zastúpením mikritu. Vápňitý kal vymyli lokálne prúdy, a tak mohla vzniknúť spomínaná lumachela. V južnom profile sa vyskytuje na rozhraní czorsztynských vápencov a stratigraficky nadložených bohunických vápencov (amonitové lumachelové vápence). Chýbanie krinoidového štepnického vápencu (pozri v ďalšom odseku) spôsobila tektonická porucha.

V stratigrafickom nadloží czorsztynských vápencov sa vyskytujú červené kalové vápence so značným výskytom krinoidov. Krinoidy sú zastúpené veľmi nerovnomerne a tvoria hniezda v kalovom vápenci. V tomto súvrství sa teda prelínajú litológie dvoch koncových členov – ružového až červeného kalového vápencu a krinoidového vápencu, ale je očividné, že tunajšie krinoidové vápence rozhodne nemožno stotožňovať so smoligóvskymi a krupianskymi vápencami vyčlenenými Birkenmajerom (1977). Ide o mladšie krinoidové vápence veku (?)kelovej – oxford, ktoré doteraz nemajú formálny názov a nezistili sa na iných lokalitách. Pre tieto kalovokrinooidové vápence navrhujeme nový názov štepnický vápenc (angl. Štepnic Limestone Formation). Od smoligóvkeho a krupianskeho vápencu sa odlišuje hlavne oveľa väčším obsahom kalovej prímеси a článkami krinoidov väčších rozmerov a od kalového bohunického vápencu, ktorý vyčlenil Mišík et al. (1994), práve výraznou prímесou krinoidového detritu. Vápenc je bohatý aj na brachiopóda a miestami sa možno dokonca stretnúť s brachiopódovými lumachelami (napr. v severnom profile v metrži 22,5–23,5).

Ďalšou faciou v nadloží štepnického vápencu je ružový až krémový (farby sa často nepravidelne prelínajú) kalový vápenc s amonitmi, brachiopódami, lastúrníkmi a belemnitmi. Tento vápenc (možno ho priradiť k bohunickému; Mišík et al., 1994) má v južnom profile hrúbku asi 4 m, v strednom vidno hrúbku 6 m, v severnom asi 3,5 m, no v týchto profiloch nevidno stratigrafické nadložie, a preto sa tu hrúbka súvrstvia nedá zistiť. V strednom profile sú v spodnej časti bohunického vápencu dve vrstvy, ktoré laterálne vyklňujú asi na vzdialenosť 10 m, obsahujú hojné štruktúry stromataktisového typu, čo poukazuje na to, že ide o plochú stromataktisovú kalovú kopu (*mud-mound*; pozri Aubrecht et al., 2002). Vo vrstvách sa vyskytujú aj amonity, z ktorých sa doteraz podarilo určiť len rod *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orbigny), ktorý má stratigrafické rozpätie od vrchného keloveja do vrchného oxfordu a na jeho základe sa nedá presne určiť vek vrstvy. Vrchnú časť bohunického vápencu tvoria amonitové lumachely strednooxfordského veku. Z úrovne jeden meter nad kalovou kopou sa určil stredný oxford, čo umožňuje zúžiť pravdepodobný vek kopy na vrchný kelovej až spodný oxford. Z fauny sa určili tieto taxóny:

– stredný oxford: *Adabofoloceras* sp., *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras* sp., *Protetragonites* sp., *Trimarginites* sp., *Neoprionoceras* cf. *lautlingense* (Rollier), *Proscaphites anar* (Opper), *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) aff. *plicatilis* (Sowerby), *Gregoryceras* (G.) cf. *riazi* (De Grossouvre), *Euspidoceras* cf. *oegir* (Opper), *Mirosphinctes* sp.

– vrchný oxford: *Adabofoloceras* sp., *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras* sp., *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orbigny), *Protetragonites* sp., *Glochiceras* (*Coryceras*) *modestiforme* (Opper), *Taramelliceras* (*Strebliticeras*) *externodosum* (Dorn), *Euspidoceras* sp. (cf. *E. radisense* (d'Orbigny)), *Mirosphinctes* sp., *Epiltooceras bimammatum* (Opper), *Aspidoceras* cf. *binodum* Fontannes.

V južnom profile je v nadloží bohunického vápencu sakokómový vápenc, ktorý je najmladším litostratigrafickým členom viditeľným v bradle. Makroskopicky pripomína krinoidový vápenc, no krinoidové články sú viditeľne menšie a sediment jej jemnozrnnejší.

Štepnická skala je ďalším z radu bradiel v západnom segmente pieninského bradlového pásma na Považí, ktoré nerešpektuje doteraz známu

litostratigrafickú schému czorsztynskej jednotky a naznačuje, že paleogeografia czorsztynského chrbta bola zrejme zložitejšia, než sa predpokladalo. K doteraz známym vápencom z keloveja a oxfordu – czorsztynskému, bohunickému a vršateckému, ako aj bositovému vápencu, ktorý tiež nie je neznámy – sa tu pridružuje nový litologický typ – krinoidovokalový štepnický vápenc. Ten indikuje subtidálne až neritické prostredie, zrejme o niečo plytkovodnejšie pri czorsztynskom a bohunickom, ale hlbšie ako pri vršateckom vápenci. „Amonitová“ brekcia zaznamenaná Andrusovom (1945) je iba lokálnou variétou bohunického vápencu, ktorá vznikla v miestach veľkého nahromadenia schránok amonitov.

Podakovanie. Ďakujeme za finančnú podporu grantu UK 71/2003.

Literatúra

- Andrusov, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť 4 – Stratigrafia dogeru a malmu, časť 5 – Stratigrafia kriedy. *Práce Št. geol. Úst.*, 13, 176.
- Aubrecht, R., 1992: Mestečská skala klippe and its importance for stratigraphy of Czorszty Unit (Biele Karpaty Mts., Western Slovakia). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 48, 1, 55–64.
- Aubrecht, R., Krobicki, M., Wierzbowski, A., Matyja, A. & Schlögl, J., 2002: Jurassic stromatactis mud-mounds in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) – petrography and stratigraphy. In: I. I. Bucur & S. Filipescu (eds.): *Research advances in calcareous algae and microbial carbonates. Proceedings of the 4th IFAA Regional Meeting Cluj-Napoca, August 29 – September 5, 2001*. Cluj University Press, 16.
- Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 45, 158.
- Mišík, M., 1979: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla Vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 5, 7–56.
- Mišík, M., Siblík, M., Sýkora, M. & Aubrecht, R., 1994: Jurassic brachiopods and sedimentological study of the Babiná klippe near Bohunice (Czorszty Unit, Pieniny Klippen Belt). *Mineralia Slov.*, 4, 255–266.
- Schlögl, J., 2002: Sedimentológia a biostratigrafia „ammonitico rosso“ sedimentov čorštýnskeho súvrstvia čorštýnskej jednotky bradlového pásma (Západné Karpaty, Slovensko). *PhD Thesis*. Bratislava, Comenius University, 196.

J. SCHLÖGL: Príspevok k paleobiogeografii strednojurských ammonitov czorsztynskej jednotky pieninského bradlového pásma – „arabské“ Clydoniceratidae BUCKMAN, 1924

Rod *Micromphalites* je typickým predstaviteľom pôvodnej „arabskej“ fauny pochádzajúcej zo spodného batu Arabského a Sinajského poloostrova (napr. *busqueti*, *pustuliferus*, *elegans*). Táto fauna migrovala pozdĺž severoafriického a východoeurópskeho okraja Tethys, čo dokazujú jej nálezy z Maroka, betickej kordiléry a Nièvre (Francúzsko). V poslednom čase sa zistila až v Západných Karpatoch, presnejšie v czorsztynskej jednotke bradlového pásma. Na všetkých mimoarabských lokalitách je veľmi zriedkavá. Faunu z bradlového pásma možno pokladať nielen za najsevernejší výskyt tohto taxónu, ale aj za prvý príspevok do poznania morfológie jej juvenilného štádia (Schlögl a Rakús, 2004). Strednobatský druh *Micromphalites* (*M.*) *micromphalus* sa považuje za jej čisto „európskeho“ potomka a je aj dôkazom o životaschopnosti týchto imigrovaných populácií.

Podakovanie. Ďakujem za finančnú podporu grantu UK 71/2003.

Literatúra

- Schlögl, J. & Rakús, M., 2004: Ammonites of Arabian origin from the Lower Bathonian deposits of the Czorszty Unit, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.; Mh.*, accepted.