

KARBONÁTOVÉ KONKRECE „KOBLÍŽKY“ Z LOKALITY NOVÉ DVORY U SUCHDOLA V MORAVSKÉM KRASU (ČESKÁ REPUBLIKA)

Carbonate concretions “donuts” from the Nové Dvory by Suchdol site in the Moravian Karst (Czech Republic)

David Buriánek, Jiří Otava, Vít Baldík

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59, Brno;

e-mail: david.burianek@geology.cz; jiri.otava@geology.cz; vit.baldik@geology.cz

(24-233 Ostrov u Macochy)

Key words: Moravian Karst, concretions, sandstones, calcite, heavy mineral assemblage, genesis of concretions

Abstract

Nové Dvory “donuts” are globular to elongated concretions, up to 10 cm in diameter, with remarkable radial structure. They were described from sandstone and limestone cavities in the Moravian karst. Microscopic analyses indicate that these nodules consist of about 45 mol. % of elongated calcite crystals ($\text{Ca}_{0,999-0,998}\text{Mg}_{0,002-0,001}\text{CO}_3$). Angular to subrounded quartz grains form the dominant clast type. K-feldspar, strongly weathered plagioclase grains and muscovite are present in small amount. Mineralogical composition of the translucent heavy fraction of “donuts” and surrounding sandstones is interpreted as result of mixing of the detritus coming from the typical Cretaceous (Cenomanian) sediments and of detritus coming from local sources (such as Devonian clastic sediments). Translucent heavy mineral assemblage typical for the Cretaceous clastic sediments includes staurolite, kyanite, tourmaline, rutile and sillimanite, while the local material (Devonian) is characterized by a dominance of epidote and/or zircon. The Nové Dvory “donuts” can be interpreted as a product of precipitation of calcium carbonate in sand that filled the karst cavities (paleo-sinkholes or paleo-cave).

Úvod

Na lokalitě Suchdol (Nové Dvory) byly v pískovci s nejasnou stratigrafickou pozicí nalezeny světle hnědé nebo šedé kulovité až oválné pískovcové konkrece se specifickým koblížkovitým tvarem. Karbonátové konkrece podobného tvaru, avšak zbarvené oxo-hydroxidy Fe, byly již dříve popsány z Rudické plošiny jako „olomučanské koblížky“ (např. Balák 1997). „Olomučanské koblížky“ jsou asi 10 cm velké, zploštělé, červenohnědé zbarvené konkrece, uložené v jílech rudických vrstev. Jejich geneze není doposud zcela jasná. Nově nalezené konkrece se od „olomučanských koblížek“ liší především barvou (většinou červené až šedočervené). Oba typy koblížek

ale mají podobnou velikost a podobnou vnitřní radiálně paprscitou stavbu. „Olomučanské koblížky“ však mají poněkud jiné složení, protože téměř neobsahují písčité klasty. Kromě karbonátů obsahují pouze oxo-hydroxidy Fe a jílové minerály, což ovšem odpovídá složení sedimentu, v němž vznikly. Často jsou na okrajích „koblížek“ patrné žilky hrubozrnného kalcitu, které někdy jednotlivé koblížky propojují. Dokonce jsou známy případy, kdy tyto žilky kopírují povrch koblížky a svou stavbou připomínají až 0,3 cm mocné povlaky jeskynního sintru. Běžné jsou také případy, kdy jsou dva nebo tři koblížky srostlé dohromady.

Nový nález konkrecí s koblížkovitým tvarem z lokality Suchdol (Nové Dvory) poskytuje jedinečnou možnost



Obr. 1: a – Lavicovitě až deskovité pískovce s „novodvorskými koblížkami“ na mezivrstevních spárách a dutinách; b – detail „novodvorských koblížek“. Foto J. Otava.

Fig. 1: a – Platy- and sheety-bedded sandstones with „Nové Dvory donuts“ in the interstratal cavities; b – detail of the „Nové Dvory donuts“. Photo J. Otava.

studovat vznik těchto struktur na dvou geneticky odlišných lokalitách.

Geologická pozice

Lokalita Suchdol (Nové Dvory) je situována v uzavěru rokle a leží cca 700 m jv. od Nových Dvorů a 800 m sz. od Macochy. Vystupují zde lavcovité lažánecké vápence. Na nich leží asi 4 m mocná poloha světlých pískovců. Stratigrafická pozice těchto pískovců není na základě terénního studia jednoznačná. Pravděpodobně se však jedná o část výplně paleodeprese (závrtu nebo krasové dutiny).

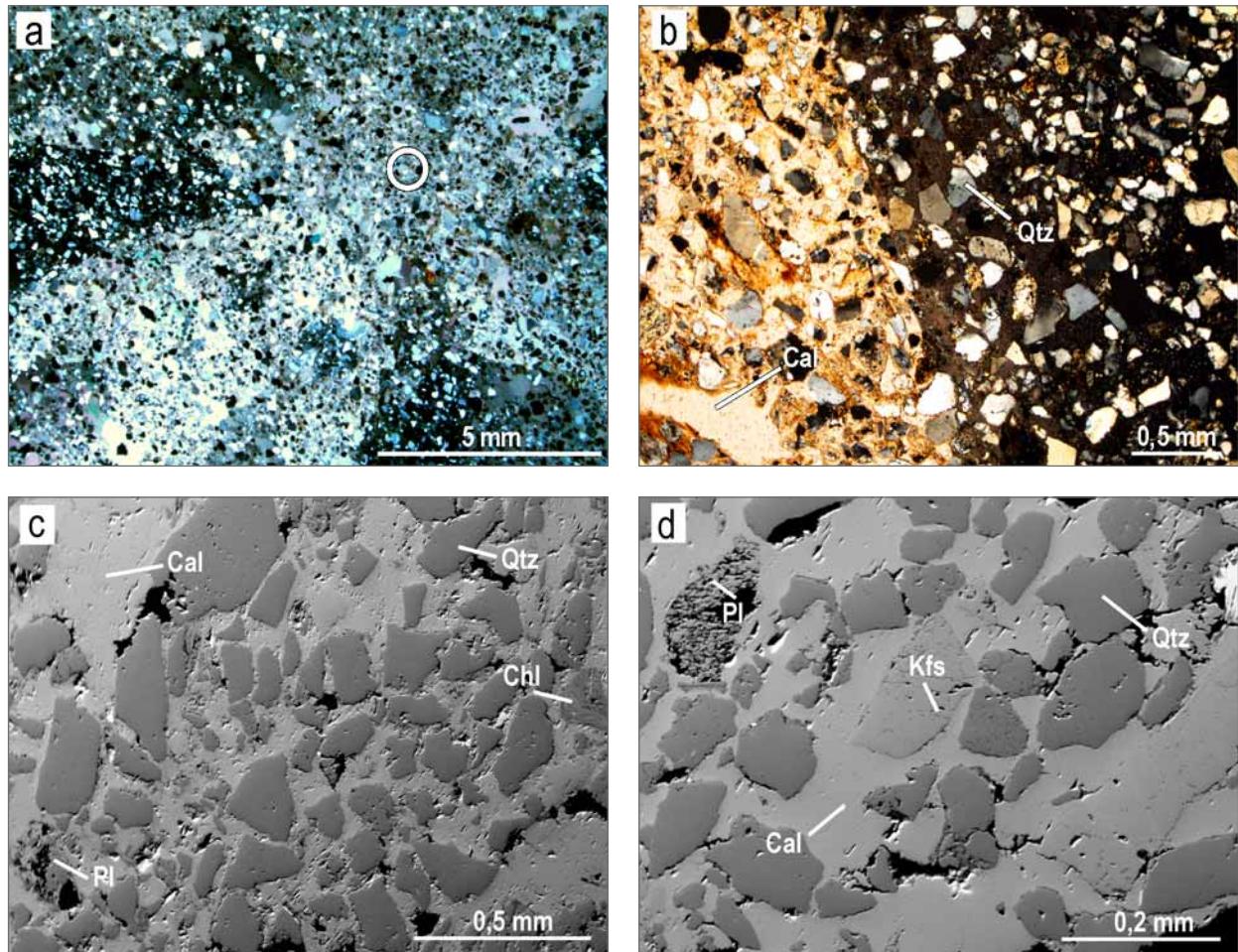
Konkrete se vyskytují jako útvary v mezivrstevních spárách těchto pískovců, případně narůstají na jejich vrstevní plochy (obr. 1).

Šedé fosiliferní mikritické vápence upadají pod mírnými až středními úklony k SZ (334/31°) a jsou lokálně postiženy strmou kliváží (95/71°). Pískovcové vrstvy upadají pod mírnějším úhlem (345/10°).

Metodika

Základní petrografie konkrécí byla studována optickým polarizačním mikroskopem (Nikon Eclipse ME600) na leštěných výbrusech. Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Laborař elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PřF MU a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku 5 μm, proud svazku 10 nA, načítací čas 10–20 s pro hlavní prvky, 20–60 s pro stopové prvky; operátor Š. Benedová. Byly použity tyto standardy: Si, K, Al – sanidin, Mg – MgO, Fe – almandin, Ca – grosulár, Mn – spesartin, Ti – titanit, Cr – chromit, Na – albit, Sr – SrSO₄, P – fluorapatit, F – topaz, Cl – NaCl, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou a Pichoir 1985).

Těžká frakce psamitů byla získána podrcením, síťováním na 0,06–0,25 mm a následnou separací v ACTB



Obr. 2: Petrografie karbonátových konkrécí, optické (XPL; a–b) a BSE (c–d) snímky: a – Střední část konkrécie s patrným radiálně paprscitým uspořádáním krystalů kalcitu (střed označen bílým kroužkem). b – Kalcitové krystaly s hojnými ostrohrannými klasty křemene. V levém dolním rohu větší dutina vyplněná kalcitem. c – Hrubě zrnitý kalcit částečně koroduje plagioklas a místy také křemen. d – Klasty draselného živce obklopené kalcitem.

Fig. 2: Petrography of the carbonate concretions, optical (XPL; a–b) and back-scattered electron (BSE; c–d) images: a – Central part of the concretion, with radial arrangement of calcite crystals (center marked with a white ring). b – Calcite crystals with abundant angular quartz clasts. In the lower left corner of the picture is larger cavity filled by calcite. c – Coarse-grained calcite partially replaces plagioclase and locally also quartz clasts. d – K-feldspar clasts surrounded by calcite.

Tab. 1: Analýzy karbonátů (hm. %) a empirické vzorce přepočtené na základ 1 kyslíku ve vzorcové jednotce.

Tab. 1: Analyses of carbonates (wt. %) and empirical formulas recalculated on the basis of 1 oxygen per formula unit.

číslo	1	2	6	7
pozice	okraj		střed	
CaO	56,09	56,69	57,40	56,49
MgO	0,04	0,06	0,02	0,02
MnO	0,00	0,01	0,01	0,03
FeO	0,00	0,03	0,02	0,01
SrO	0,02	0,02	0,00	0,01
CO ₂	44,07	44,59	45,08	44,39
celkem	100,21	101,41	102,53	100,96
Ca	0,999	0,998	0,999	0,999
Mg	0,001	0,002	0,001	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000
C	1,000	1,000	1,000	1,000
O	3,000	3,000	3,000	3,000
CaCO ₃	99,9	99,8	99,9	99,9
MgCO ₃	0,1	0,2	0,1	0,1
MnCO ₃	0,0	0,0	0,0	0,0
FeCO ₃	0,0	0,0	0,0	0,0
SrCO ₃	0,0	0,0	0,0	0,0

(C₂H₂Br₄). V polarizačním mikroskopu byla podrobně vyhodnocována průsvitná těžká frakce.

Petrografie

Oválné a bochníkovité pískovcové konkrce s karbonátovým tmelem mohou mít v průměru 3 až 10 cm. Na povrchu jsou světle hnědě zbarvené a pokryté drobnými křemennými písčítými až prachovitými klasty. Samotná konkrce je tvořena jemnozrnným pískovcem s bazálním kalcitovým tmelem (obr. 2a–d). Kalcit tvoří kolem 45 mod. % studovaných pískovcových konkrceí.

Klasty o velikosti 0,3–0,05 mm jsou ostrohranné až polozaoblené (obr. 2a). Někdy nesou známky koroze způsobené okolním karbonátovým tmelem (obr. 2b–c). Mezi klasty naprosto dominuje křemen (~85 mod. %), zbytek

je tvořen kaolinizovanými plagioklasy, draselnými živci (Ab₄₋₃Or₉₆₋₉₇) a muskovitem. V akcesorickém množství (pod 1 mod. %) jsou přítomny chlority (obr. 2c–d) a těžké minerály. Místy se v konkrce vyskytují poněkud hrubozrnnější písčité laminy s velikostí zrna až 0,3 mm.

Tmel konkrce působí makroskopicky homogenně, lokálně jsou patrné až 2 mm velké krystalky štěpného kalcitu. V mikroskopu je však patrné, že konkrce se skládá z paprscitě uspořádaných krystalů kalcitu, které se od středu rozbíhají k okrajům (obr. 2a). Délka jednotlivých krystalů se pohybuje od 0,03 mm do 14 mm. Naprosto náhodně jsou mezi klasy rozmístěny větší prostory (až 1 mm dlouhé) vyplněné kalcitem. Tyto výplně jsou většinou protažené souhlasně s orientací radiálně paprscitých krystalů (obr. 2b). Vzácně jsou patrné mezi několika krystaly kalcitu drobné volné dutiny o velikosti kolem 0,4 mm. Chemické složení kalcitu v centrální části konkrce a na okrajích je stejné a jedná se o kalcit s malou příměsí Mg (tab. 1; Ca_{0,999-0,998}Mg_{0,002-0,001}CO₃).

Těžké minerály

Průsvitná těžká frakce byla sledována u „matečné“ horniny, tedy jemnozrnného světlehnědého pískovce, místy s příměsí limonitu, který tvoří lavicovité výchozy. Další studovaný vzorek byl odebrán ze samotných konkrceí z mezivrstevních spár pískovců (obr. 1).

Obě asociace mají mnoho společného po stránce kvalitativního zastoupení detritických průsvitných těžkých minerálů, nejsou však identické a zaslouží si vzájemné porovnání.

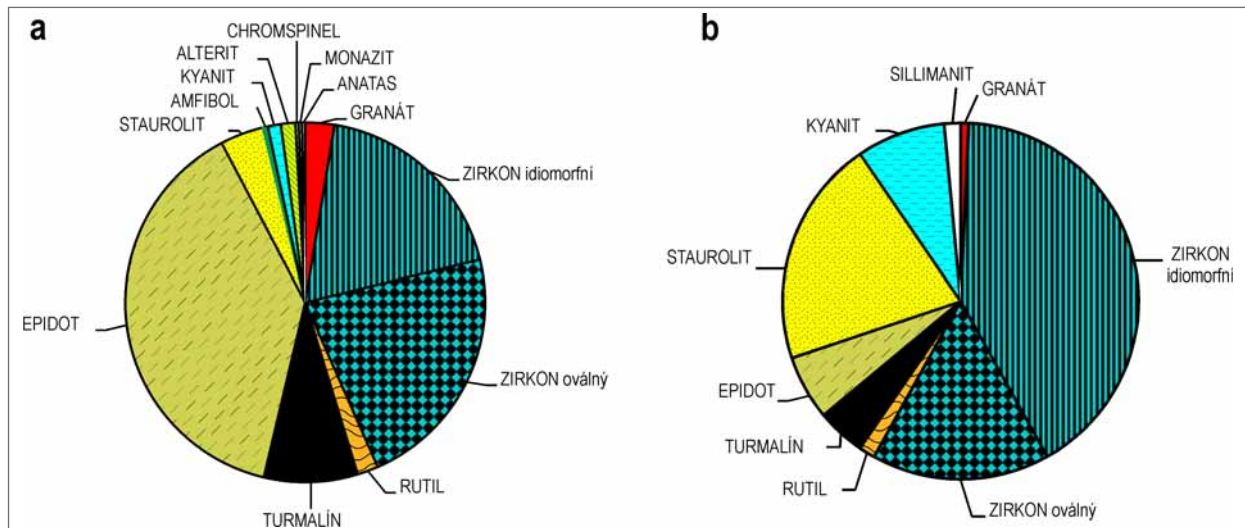
Jemnozrnný lavicovitý pískovec

V bohaté asociaci (č. analýzy 3322) čítající téměř 700 zrn (tab. 2) dominuje epidot a zirkon (obr. 3a). Epidot je zaoblený, mezi zirkony mírně převažují klasty oválné nad idiomorfními. Ultrastabilní minerály (zirkon, turmalín a rutil) tvoří přibližně polovinu asociace, zajímavá je téměř pětinasobná převaha turmalínů nad rutily. Mezostabilní minerály jsou zastoupeny poměrně širokou škálou zahrnující v sestupném pořadí staurolit, granát, kyanit, alterity (sekundárně alterované těžké minerály jako jsou metamik-

Tab. 2: Minerální složení asociací průsvitných těžkých minerálů pískovců spjatých s „novodvorskými koblížky“ a „novodvorských koblížků“. Anal. J. Otava.

Tab. 2: Mineral composition of the translucent heavy mineral assemblages of the sandstone associated with “Nové Dvory donuts” and the „Nové Dvory donuts“. Anal. J. Otava.

lokality, locality	hornina, lithology	číslo dokumentace listu Ostrov, documentary point, Ostrov map	číslo analýzy, analysis number	granát, garnet	zirkon idiomorfní, idiomorphic zircon	zirkon oválný, oval zircon	rutil, rutile	turmalín, tourmaline	epidot, epidote	staurolit, staurolite	alterity, alterites	amfibol, amphibole	kyanit, kyanite	ostatní, other	počet zrn, number of grains
Nové Dvory	pískovec, sandstone	BA067	3322	2,61	18,58	22,21	1,89	8,42	38,61	3,92	1,31	0,44	1,16	0,85	689
Nové Dvory	koblížek, donut	BA067	3326	0,7	41,2	16,2	1,5	4,4	5,9	20,6	0,0	0,0	8,1	1,0	136



Obr. 3: Složení průsvitné těžké frakce pískovců spjatých s „novodvorskými koblížky“ (a – č. analýzy 3322) a „novodvorských koblížků“ (b – č. analýzy 3326).

Fig. 3: Composition of translucent heavy mineral assemblage of the sandstone associated with “Nové Dvory donuts” (a – analysis 3322) and the „Nové Dvory donuts“ (b – analysis 3326).

tizované allanity a zirkony), ostatní minerály jako amfibol, chromový spinel, monazit a anatas jsou vzácné.

„Novodvorské koblížky“

Samostatně připravený preparát (č. analýzy 3326) z vápnitě písčité konkrce nebyl tak bohatý na průsvitnou těžkou frakci jako okolní pískovce, nicméně pro vyhodnocení a srovnání byl obsah dostatečný (tab. 2). Ultrastabilní minerály tvoří téměř dvě třetiny asociace, turmalíny opět výrazně převažují nad rutily (obr. 3b). U zirkonů, obecně dominujících těžkých minerálů, je však pozoruhodná převaha idiomorfních klastů (2,5×) nad oválnými. Zastoupení minerálů skupiny epidotu dosahuje v asociaci necelých 6%. Ve srovnání s okolními pískovci významně narostl podíl minerálů typických pro křídové cenomanské sedimenty (staurolit přes 20 %, kyanit přes 8 %, a v malém množství se objevil i sillimanit).

Diskuze

Sedimentační prostředí a původ sedimentů

Dominantní část těžkých minerálů v jemnozrnném lavicovitém pískovci svým minerálním složením, stupněm opracování a barvou odpovídá materiálu derivovanému z devonských klastik na bázi cyklu Býčí skály (obr. 4; Baldík et al. 2016), a/nebo z granitoidů brněnského masivu (epidoty, zirkony). Patnáctiprocentní zastoupení minerální asociace (staurolit, turmalín, rutil, kyanit) však indikuje ještě další zdroj klastického materiálu. Tyto minerály jsou typické pro psamity sladkovodního cenomanu nebo rudických vrstev (Otava et al. 2013; Baldík et al. 2016). Ve vzorku z „novodvorského koblížku“ tvoří minerály charakteristické pro cenomanské sedimenty (staurolit, kyanit, turmalín, rutil) dohromady dokonce téměř 40 % asociace.

Během sedimentace klastického materiálu studovaných pískovců a konkrce docházelo k nerovnoměrnému mísení materiálu ze sladkovodního cenomanu s detritem pocházejícím z blízkého okolí (devonských klastik vyvinu-

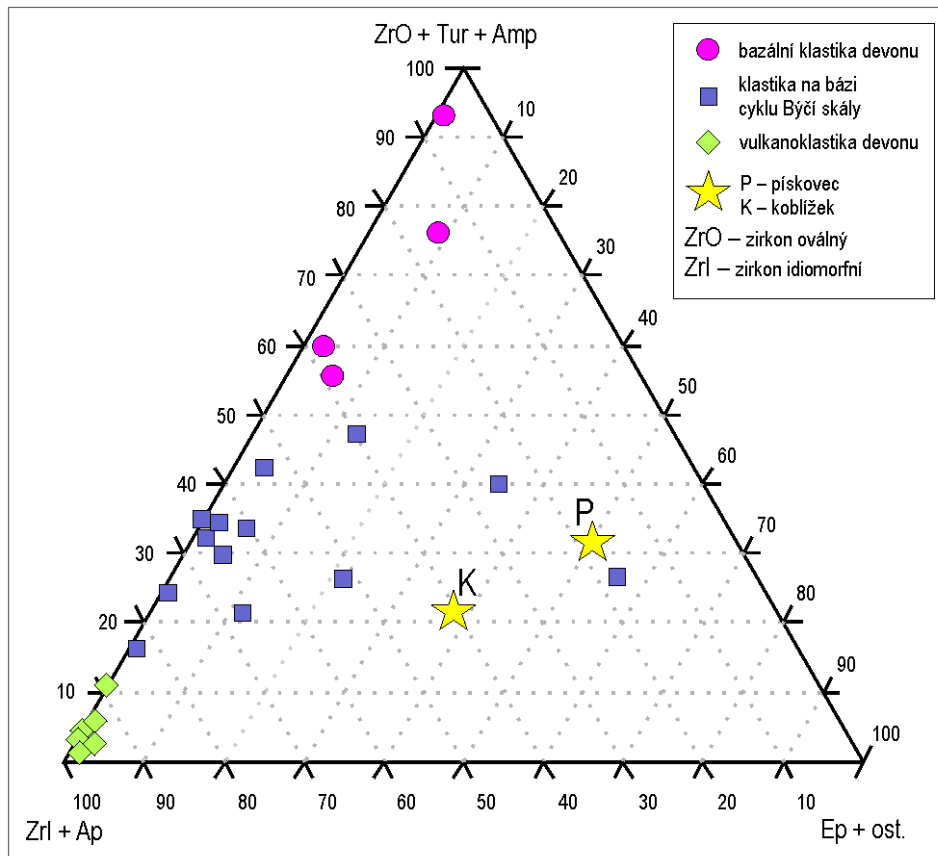
tých na bázi karbonátového cyklu Býčí skály – Baldík et al. 2016). Průsvitná frakce těžkých minerálů ve studovaných pískovcích a konkrcích je podobná a obsahuje minerály z různých zdrojů. Jedná se zejména o mezostabilní minerály jako jsou staurolit a kyanit, které byly během cenomanu derivovány z krystalinik na v. okraji Českého masivu. Naopak některá minerální zrna (např. granát) byla s velkou pravděpodobností redeponována ze starších sedimentů ležících dále na V (např. kulmské droby), případně mají zdroj v blízkém okolí (např. zirkon, epidot). Tato skladba těžkých minerálů pravděpodobně vznikla ve fluvialním prostředí.

Stáří výplně krasové dutiny či paleozávrtu nelze jednoznačně určit. Může se jednat o klastickou výplň krasové kapsy, která vznikla v průběhu křídvy (rudické vrstvy) nebo později míšením zvětralin klastických sedimentů cenomanu a devonu, které proběhlo během staršího kenozoika.

Vznik konkrce

Konkrce bývají obvykle interpretovány jako produkt krystalizace během raných stádií diagenese a to ještě před výraznou kompakcí sedimentů (De Craen et al. 1989 a 1999). Základní hmota těchto konkrce bývá tvořena mikritem nebo jemně zrnitým sparitem, který vyplňuje póry mezi klasty (Raiswell – Fisher 2000; Hendry et al. 2006; McBride – Milliken 2006). Sparit může vzácně vytvářet radiálně paprscité agregáty v prostorech mezi zrny (např. McBride – Milliken 2006). V případě studovaných „koblížků“ je však celá základní hmota konkrce tvořena radiálně paprscitými krystaly uzavírajícími klastická zrna. Místy dokonce kalcit krystaluje do volných dutin nebo částečně zatlačuje klastická zrna a to zejména plagioklasy. Mechanismus vzniku těchto „koblížků“ se tedy musí lišit od vzniku běžných konkrce (jako jsou např. tzv. „pelokarbonáty“).

Radiálně paprscité konkrce tvoří například pyrit a markazit. V tomto případě však konkrce vznikají



Obr. 4: Ternární diagram dokládající vysokou podobnost asociace průsvitných těžkých minerálů pískovců (P) a „novodvorských koblížků“ (K) s klastiky na bázi cyklu Býčí skály (devon, givet), upraveno podle Baldík et al. (2016).

Fig. 4: Ternary plot illustrating high share of detrital translucent heavy minerals of sandstone (P) and Nové Dvory donuts (K) coming from the clastics of the Býčí Skála Cycle (Devonian, Givetian), adapted according to Baldík et al. (2016).

bakteriální redukci sulfátů z mořské vody a to těsně pod povrchem sedimentu (Frost 1996). Konkrece vzniklé v jílu obsahují pyrit bez inkluzí (pyrit při svém růstu zatlačil klastické částice jílu do stran). V případě, že konkrece rostly v pískovcích, tak v nich běžně nacházíme křemenné klasty. Zrnitost sedimentu tedy může výrazně ovlivnit petrografii výsledné konkrce.

Radiálně paprscitá struktura byla pozorována například u některých kalcitových konkrce z černých břidlic devonského stáří v oblasti Kettle Point v Ontariu (Daly 1900). Vnitřní části konkrce jsou masivní a vnější části jsou radiálně paprscité (Winder 1974). Kalcit ve vnitřní části konkrce vyplnil póry mezi klasty, zatímco vláknitý kalcit ve vnější části konkrce tlačil při růstu sediment do stran. Důvody pro tuto změnu při růstu konkrce zůstávají nejasné, ale zdá se, že je to způsobeno vysokým stupněm přesycení pórových fluid během diagenese (Coniglio – Cameron 1990).

V podstatě shodný tvar a strukturu mají konkrece z paleoproterozoických sedimentů z pánvi Okondja v Gabonu (Moussavou et al. 2015). Tyto konkrece byly nalezeny v jemnozrnných prachovcích až jílovcích a proto obsahují jen malé množství klastického materiálu. Vznikaly na mořském dně, na rozhraní sediment–voda, v oxidačně-redukčních podmínkách a za spoluúčasti eu-

karyotických organismů (Moussavou et al. 2015). To jsou však podmínky, které jsou značně odlišné od podmínek vzniku studovaných „koblížků“.

Z geologické pozice můžeme usuzovat, že „novodvorské koblížky“ vznikaly během litifikace písků v krasové dutině. Také „olomučanské koblížky“ byly nalezeny v jílech rudických vrstev vyplňujících paleozávrtý (Bosák 1979), což patrně vysvětluje, proč neobsahují písčité klasty. Vznik „koblížků“ tedy souvisí s vývojem krasových dutin. Právě pro speleotémy jsou typické radiálně paprscité agregáty chemicky poměrně čistého kalcitu krystalující z jednoho centra (například jeskynní perly, Self – Hill 2003). Většina speleotém však roste ve volném prostoru jeskyně a obsahuje jen minimum inkluzí. Podobnost se stavbou některých speleotém (koncentrická stavba některých

krápníků a jeskyních perel) je však výrazná a navíc jsou ze světa známy případy, kdy speleotémy rostly v jeskyních, které byly částečně zaplněné pískem (např. Grimes 1998). V případě těchto speleotém však konkrece obvykle začínají růst v místě vstupu vody do písku (Grimes 1998), což ovšem není patrně případ vzniku studovaných „koblížků“. Wojcik (1958) popsal z jeskyně v Polsku konkrece, které vznikly volně v písku a pak se přitmelily ke stěně jeskyně. Šlo o bochníkovité konkrece o průměru 20 až 50 mm s cibulovitou odlučností.

Pozice „koblížků“ v písčité poloze mezi lavicemi pískovce naznačuje, že vznikaly v průběhu litifikace klastického materiálu, který částečně nebo zcela vyplňoval krasovou dutinu. Ke vzniku „koblížků“ docházelo v místech, kde byly příhodné podmínky pro srážení CaCO₃ na malém počtu krystalizačních center, což umožnilo tvorbu radiálně paprscitých konkrce. Studované konkrece vytvářejí v písku vrstvy, jejichž krystalizační centra se nacházejí v podobné výškové úrovni. To může naznačovat, že ke krystalizaci začalo docházet na nějaké chemické bariéře. Může jít například o hranici, kde se krasová voda dostává do kontaktu s atmosférou jeskyně. Na takovém místě dochází k přesycení v důsledku ztráty CO₂ a krystalizaci kalcitu (Self – Hill 2003). Podobné uspořádání konkrce bylo pozorováno také v jeskyni na západě Austrálie, kde

je dáváno do souvislosti s rozdílnou propustností písčitých vrstev nebo s prouděním podzemní krasové vody (Grimes 2011). Nízký počet krystalizačních center a sférolitický tvar agregátů krystalů naznačuje velké přesycení roztoků a rychlý průběh krystalizace. Radiálně paprskité agregáty kalcitu vznikly v konkreci tak, že od původního krystalizačního centra (obr. 2a) začaly růst jehlicovité až snopkové krystaly, ze kterých se postupně oddělovaly další dílčí krystaly až do své konečné sférolitické podoby (Gri-gorev 1961; Self – Hill 2003). Lavice vápenného pískovce vznikaly ve vrstvách písku, které měly patrně poněkud odlišné hydraulické vlastnosti. Může jít také o sintrem zpevněné povrchové vrstvy jeskyních sedimentů, které vznikaly během postupného vyplňování krasové dutiny. Ke krystalizaci „koblížků“ často docházelo poblíž rozhraní mezi písky a nepropustným podložím (hydrogeologickými izolátory), což byl v našem případě vápenec.

Závěry

„Novodvorské koblížky“ jsou písčité konkrece s bazálním karbonátovým tmelem, kde tmel sestává z protáhlých kalcitových krystalů, uspořádaných do radiálně paprskitých agregátů. Mezi ostrohrannými až polozaoblenými klasty převažuje hlavně křemen a v malém množství jsou přítomny klasty draselného živce a albitu. Všechny zmíněné minerály často nesou známky koroze způsobené

karbonátovým tmelem. V malém množství se objevují lupínky muskovitu a chloritu.

Průsvitná těžká frakce pískovců i konkrecí vykazuje znaky míšení detritu typického pro křídové sedimenty a detritu pocházejícího z lokálních zdrojů (například devonských klastik). Asociace těžkých minerálů typická pro cenomanské klastické sedimenty zahrnuje staurolit, kyanit, turmalín, rutil a sillimanit, zatímco pro lokální zdroje je typická převaha především epidotu a zirkonu. Klastický materiál „novodvorských koblížků“ tedy můžeme interpretovat jako klastickou výplň krasové kapsy, která vznikla v průběhu křídového (rudické vrstvy) nebo později redepozicí zvětralin klastických sedimentů cenomanu a devonu a to během staršího kenozoika. Vznik konkrecí souvisí s migrací roztoků bohatých na CaCO_3 . Tyto byly generovány v průběhu vývoje paleodeprese (krasových dutin případně závrťů) v devonských vápencích. Přesný mechanismus vzniku studovaných konkrecí se však zatím nepodařilo určit.

Poděkování

Autoři děkují Daliboru Matýskovi, Tomáši Kumpanovi a editorce Pavle Tomanové Petrové za kritické přečtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS č. 321180.

Literatura

- Balák, I. – Baldík, V. – Klejzarová, A. – Kovařík, M. – Kožoušková, H. – Leitgeb, I. – Ocetková, L. – Podborský, V. – Pokladník, J. – Souchopová, V. – Stloukal, P. – Štefka, L. – Varner, D. – Vybíhal, K. – Zouharová, K. (1997): Rudická plošina v Moravském krasu. – Městská knihovna Blansko, 1–94.
- Baldík, V. – Buriánek, D. – Čáp, P. – Franců, J. – Fůrychová, P. – Gilíková, H. – Janderková, J. – Kašperáková, D. – Kolečka, V. – Krejčí, V. – Kryštofová, E. – Müller, P. – Novotný, R. – Otava, J. – Pecina, V. – Rez, J. – Sedláček, J. – Sedláčková, I. – Skácelová, Z. – Večeřa, J. – Vít, J. (2016): Vysvětlivky k základním geologickým mapám České republiky 1 : 25 000 24-233 Ostrov u Macochy. – 289 s. MS, Archiv České geologické služby.
- Bosák, P. (1979): Spodnokřídový fosilní kras Rudické plošiny v Moravském krasu. – Československý kras, 31, 56–67, Praha.
- Coniglio, M. – Cameron, J. S. (1990): Early diagenesis in a potential oil shale: evidence from calcite concretions in the Upper Devonian Kettle Point Formation, southwestern Ontario. – Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 38, 64–77.
- Daly, R. A. (1900): The calcareous concretions of Kettle Point, Lambton County, Ontario. – The Journal of Geology, 8, 2, 135–150.
- De Craen, M. – Swennen, R. – Keppens, E. M. – Macaulay, C. I. – Kiriakoulakis, K. (1999): Bacterially mediated formation of carbonate concretions in the Oligocene Boom Clay of northern Belgium. – Journal of Sedimentary Research, 69, 5, 1098–1106.
- De Craen, M. – Swennen, R. – Keppens, E. (1998): Petrography and geochemistry of septarian carbonate concretions from the Boom Clay Formation (Oligocene, Belgium). – Geologie en Mijnbouw, 77, 1, 63–66.
- Frost, J. K. (1996): Geochemistry of black shales of the New Albany Group (Devonian-Mississippian) in the Illinois Basin: relationships between lithofacies, and the carbon, sulfur and iron contents. – Illinois State Geological Survey Circular 557: Urbana, Illinois, Illinois State Geological Survey, 24p.
- Grigorev, D. P. (1961): Ontogeny of minerals. – Lvov, Izdatel'stvo L'vovskogo Univ. In Russian. English translation 1965, Israel Program for Scientific Translations, 250 p.
- Grimes, K. G. (1998): Sand Speleothems: an Australian example. – Helictite 36, 1, 11–16.
- Grimes, K. G. (2011): Sand structures cemented by focussed flow in dune limestone, Western Australia. – Helictite, 40, 2, 51–54.
- Hendry, J. P. – Pearson, M. J. – Trewin, N. H. – Fallick, A. E. (2006): Jurassic septarian concretions from NW Scotland record interdependent bacterial, physical and chemical processes of marine mudrock diagenesis. – Sedimentology, 53, 3, 537–565.
- Moussavou, M. – Edou-Minko, A. – Mbina MOUNGUENGUI, M. – Ortega, R. – Fleury, G. – Roudeau, S. – Carmona, A. – Genty, D. – Blamart, D. – Tchikoundzi, C. – Makaya Mvoubou, Musavu – Moussavou, B. – Ndong Ondo, S. – Ogandaga Agondjo, M. – Dewilde, F. – Delorme, G. – de Parseval, Ph – Weil, R. – Maire, R. (2015): Multicellular Consortia Preserved in Biogenic Ductile-Plastic Nodules of Okondja Basin (Gabon) by 2.1 Ga. – J. Geol. Geosci., 4, 195. doi:10.4172/2329-6755.1000 195
- McBride, E. F. – Milliken, K. L. (2006): Giant calcite-cemented concretions, Dakota Formation, central Kansas, USA. – Sedimentology, 53, 1161–1179.
- Otava, J. – Balák, I. – Baldík, V. – Bubík, M. – Buriánek, D. – Čáp, P. – Černý, J. – Duchková, E. – Franců, J. – Fůrychová, P. – Gilíková, H. – Havlín, A. – Hladil, J. – Janderková, J. – Kociánová, L. – Kolečka, V. – Konečný, F. – Kryštofová, E. – Kumpan, T. – Melichar, R. – Müller, P. – Paleček, M. – Pecina, V. – Pecka, T. – Sedláček, J. – Sedláčková, I. – Skácelová, Z. – Šrámek, J. – Tomanová Petrová, P. – Večeřa, J. – Vít, J. (2013): Vysvětlivky k základním geologickým mapám České republiky 1 : 25 000, list 24-411 Jedovnice. – MS, Archiv České geologické služby. 311 s.
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): „PAP“ (Z) procedure for improved quantitative microanalysis. – In: Armstrong, J. T. (ed.): Microbeam Anal, p. 104–106. San Francisco Press, San Francisco, California.
- Raiswell, R. – Fisher, Q. J. (2000): Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition. – Journal of Geological Society, 157, 1, 239–251.
- Self, Ch. A. – Hill, C. A. (2003): How speleothems grow: An introduction to the ontogeny of cave minerals. – Journal of Cave and Karst Studies, 65, 2, 130–151.
- Winder, C. G. (1974): The „Kettles“ at Kettle Point, Ontario. – The Science Terrapin, University of Western Ontario Faculty of Science Bulletin, 2, 13.
- Wojcik, Z. (1958): Sand stalagmites and concretions in the Studnisko Cave (Central Poland). – Proceedings 2 nd. International Congress of Speleology, Bari. 477–484.