

KARBONÁTOVÉ KONKRECE MORAVSKOSLEZSKÝCH BESKYD (ČESKÁ REPUBLIKA)

Carbonate concretions of the Moravsko-Slezské Beskydy Mountains (Czech Republic)

David Buriánek, Miroslav Bubík, Oldřich Krejčí

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno; e-mail: david.burianek@geology.cz

(25-23 Rožnov pod Radhoštěm, 25-14 Valašské Meziříčí)

Key words: Cretaceous, Carpathian Flysch Belt, concretions, siderite, calcite, pyrite

Abstract

The carbonate concretions up to 1 m in diameter occur in the Cretaceous and Paleogene formations of the Silesian Unit in the Moravkoslezské Beskydy Mountains. Three concretions from three different formations were analyzed (Veřovice and Istebna formations and Albian-Cenomanian of the Kelč Development of the Silesian Unit). The concretions contain mainly siderite ($\text{Fe}_{0.56-0.80} \text{Ca}_{0.03-0.07} \text{Mg}_{0.09-0.19} \text{Mn}_{0.01-0.06} \text{CO}_3$) and minor calcite. Accessory crystals and framboids of pyrite are common. Differences among samples are mainly in the grain size of carbonates and in variable proportion of siderite and calcite. Primary lamination composed of fine clastic grains is preserved within the calcite and/or siderite cement. The septaria cracks are filled with calcite and minor siderite.

Úvod

Karbonátové konkrece s proměnlivým zastoupením sideritu jsou hojné na řadě míst Moravkoslezských Beskyd. Tyto konkrece byly historickou surovinovou základnou hutního průmyslu ve Slezsku. Hamry na Ostravici bývají uváděny již v 16. století a v 17. století vznikl hamr ve Starých Hamrech. Již od roku 1772 zde byly budovány feudálními vlastníky pudy vysoké pece. Centrum železářství se vytvořilo kolem Frýdlantu nad Ostravicí a v Bašce. Během 18. a 19. století zde byly sideritové železné rudy běžně těženy. Právě tato ruda umožnila zahájit rozvoj hutního průmyslu na Ostravsku (Vítkovice). Těžba drobnými důlními díly a jámami probíhala v okolí Veřovic, Frýdlantu nad Ostravicí-Satině, Bordovic, Kozlovic, Tiché, Kunčic pod Ondřejníkem, Vyšních Lhot a Janovic (Bubík et al. 2004). Vyhledávání nových ložisek těchto rud také výraznou měrou přispělo k rozvoji výzkumu geologie a stratigrafie Moravkoslezských Beskyd. Díky nevalné kvalitě suroviny a rozptýlenému výskytu konkrecí však zájem o tuto surovinu v druhé polovině 19. století opadl. Průměrná ruda obsahuje 10 až 33 hmot. % železa (Roth – Matějka 1953, Bubík et al. 2004). Těžilo se především v nehlubokých jámách nebo šachticích, které většinou fungovaly jen velmi krátkou dobu.

Dnes již tyto konkrece nepředstavují perspektivní zdroj železné rudy, avšak mohou nám poskytnout řadu zajímavých údajů o sedimentaci a diageně pelitických sedimentů, v nichž se nacházejí. Výskyty konkrecí v souvrstvích různého stáří a geneze poskytují jedinečnou možnost studovat, jak se tyto rozdíly projeví na mineralogii a stavbě konkrecí.

Geologická pozice

Karbonátové konkrece a tenké lavice vystupují v pelitických faciích ve většině souvrství křídly až paleogénu

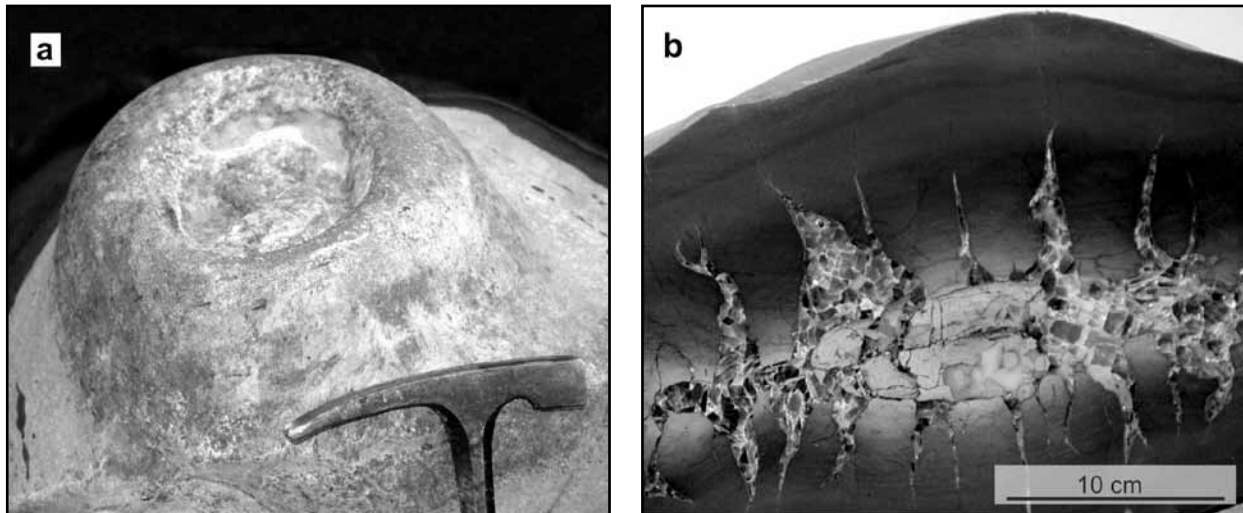
slezské jednotky. Hohenegger (1861) vymezil ve slezské jednotce šest pásem pelosideritových slojek, které byly předmětem zájmu jako železná ruda. Podle současného litostratigrafického členění se pelosiderity vyskytovaly v hradištském, veřovickém, lhoteckém, mazáckém, istebňanském a rožnovském souvrství godulského vývoje (Roth – Matějka 1953, Menčík et al. 1983). Pelokarbonátové konkrece se vyskytují rovněž ve svahovém vývoji kelčském a to zejména v pelitech souvrství milotického. Nově byly podrobeny detailnímu studiu orientačně vybrané tři konkrece z různých souvrství slezské jednotky na lokalitách: Veřovice, Hrachovec a Choryně.

Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikroskopie Cameca SX-100 (Laboratoř 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).

Petrografie

Oválné a bochníkovité karbonátové konkrece mohou mít v průměru až 1 m. Na povrchu bývají často navětralé a pokryté limonitizovanou krustou o mocnosti až několik mm. Písčité laminy v konkrecích bývají někdy naprosto rovné a průběžné, jindy mírně zvlněné a vzácně



Obr. 1: Diagenetické struktury v konkrétech z lokality Choryně (dokumentační bod DH069): a – septárióvé trhliny vyplněné kalcitem, b – struktura indikující únik fluid na povrchu konkrécie.

Fig. 1: Diagenetic structures of the concretions from locality Choryně (documentary point DH069): a – septaria cracks filled by calcite, b – fluid-escape structure on the concretion surface.

i neprůběžné. Občas můžeme ve střední části konkrécie pozorovat províření těchto lamin. Běžně jsou na povrchu velkých konkrécií patrné vlasové trhlinky vyplněné karbonátem, které indikují pozici žilek, jejichž šířka se obvykle zvětšuje směrem do středu konkrécie (septárie). Někdy je povrch konkrécií deformovaný. Typické jsou také různé prohlubně, někdy až struktury, připomínající kráter (obr. 1a). Tato struktura má ve své horní části prohlubeň vyplněnou brekciovitou hmotou. Běžně se uvnitř konkrécie vyskytuje síť karbonátových žilek (obr. 1b), které vyplňují trhliny vzniklé při diagenézi (septárie). V některých konkrétech jsou patrné nejméně dvě generace žil. Starší, několik mm mocné žilky, mají bílou barvu a jsou čistě kalcitové. Mladší jsou nahnědlé a kromě kalcitu obsahují také siderit. Ve středních částech septárií se občas vyskytuje téměř průhledný kalcit. Někdy byly pozorovány struktury „cone-in-cone“. Kromě konkrécií se pelokarbonáty místy vyskytují v podobě vrstev o mocnosti maximálně několik cm až dm, které mohou mít délku až několik m a obvykle čočkovitě vyklíňují.

Hrachovec (dokumentační bod DH149). Konkrécie má nepravidelný diskovitý tvar a tloušťku kolem 5,5 cm. Vyskytuje se v tmavě šedých jemnozrnných jílovcích spodní části istebňanského souvrství. Na povrchu je výrazně navětralá a uvnitř je dobře patrné gradační zvrstvení. V konkréci jsou patrné 3 laminy, které mají na bázi písčitou příměs. Jemnozrnné části konkrécie obsahují vyšší příměs jílových minerálů a jen vzácně drobné klasty křemene. V hrubozrnnějších partiích jsou běžná až 0,1 mm velká, angulární a subangulární zrna křemene vykazující známky koroze na styku s karbonáty. V malém množství jsou přítomna klastická zrna

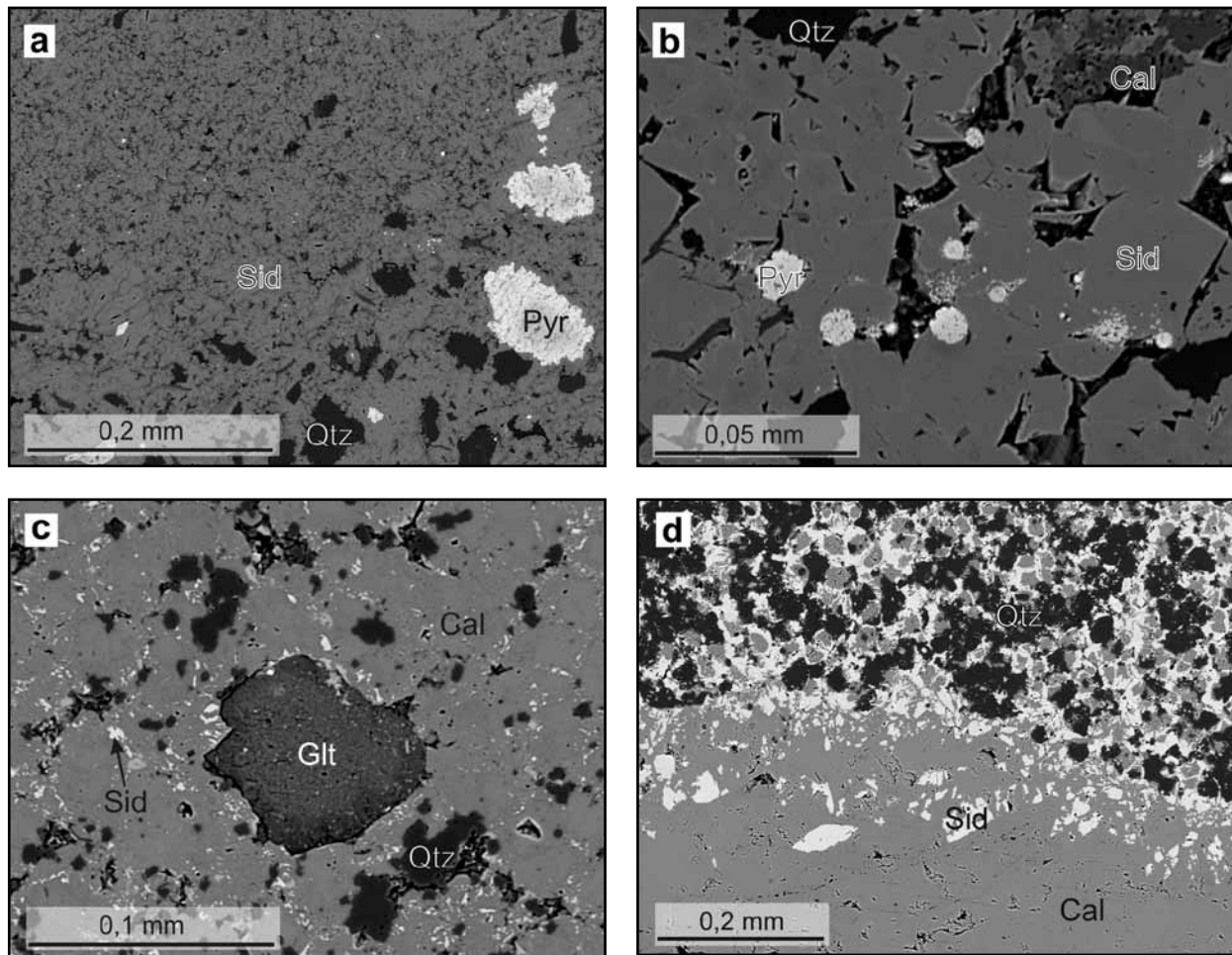
albitu a lupínky muskovitu, případně chloritu. Vzácně se vyskytuje klastický monazit a zirkon. Siderit se často vyskytuje v jemnozrnných agregátech (obr. 2a) nebo vytváří drobná xenomorfní zrna s nepravidelnou zonálností ($\text{Fe}_{0,56-0,65} \text{Ca}_{0,06} \text{Mg}_{0,13-0,19} \text{Mn}_{0,01} \text{CO}_3$). Analýzy ze střední části zrn mají nejvyšší obsahy SiO_2 (až 5 hmot. %) a Al_2O_3 (až 3 hmot. %). Kalcit se vyskytuje jen vzácně a vyplňuje prostor mezi jednotlivými zrny sideritu. Ve větších zrnech jsou místy vlasové žilky tvořené chalcedonem. Běžně jsou až 0,1 mm velké agregáty zrn pyritu.

Veřovice (DH229). Konkrécie je tmavě šedá, protáhlá a pochází z černých jílovců (místy vápňitých) veřovického souvrství, které místy obsahují až několik cm mocné

lokality	DH149/2	DH149/3	DH069/4	DH069/5	DH069/6	DH229/1	DH229/2
minerál	siderit	siderit	kalcit	kalcit	siderit	siderit	siderit
SiO_2	2,53	2,95	0,03	0,02	0,00	0,06	0,19
Al_2O_3	1,19	1,87	0,02	0,00	0,00	0,07	0,14
FeO	46,77	43,60	1,30	1,49	47,64	48,64	47,59
MnO	0,47	0,46	1,19	2,98	3,18	2,19	2,48
MgO	6,60	8,07	0,21	0,33	3,49	5,72	5,48
CaO	3,47	3,63	54,66	53,49	5,28	3,31	3,69
K_2O	0,37	0,40	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
SrO	0,03	0,00	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00
Σ	61,41	60,97	57,49	58,34	59,59	59,98	59,58
Si	0,042	0,047	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003
Al	0,023	0,035	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003
Fe^{2+}	0,647	0,586	0,018	0,020	0,746	0,742	0,728
Mn	0,007	0,006	0,017	0,041	0,050	0,034	0,038
Mg	0,163	0,193	0,005	0,008	0,097	0,156	0,149
Ca	0,061	0,062	0,958	0,930	0,106	0,065	0,072
K	0,008	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ kat.	0,951	0,939	1,000	1,000	1,000	0,998	0,995

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

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



Obr. 2: Petrografie karbonátových konkrécií: a – drobně zrnitý siderit koroduje zrna křemene (Hrachovec, DH149), b – framboidy pyritu uzavřené v základní hmotě tvořené sideritem (Veřovice, DH229), c – kalcitová zrna s inkluzemi sideritu (okraj konkrécie, Choryně, DH069), d – centrální část konkrécie prorážena kalcitovou žilkou, v základní hmotě je kalcit často lemovaný sideritem (Choryně, DH069).

Fig. 2: Petrography of the carbonate concretions: a – fine-grained siderite partially replaces quartz grains (Hrachovec, DH149), b – pyrite framboids included in the siderite matrix (Veřovice, DH229), c – calcite grains with siderite inclusions (okraj konkrécie, Choryně, DH069), d – calcite vein crosscut in the central part of concretion, the calcite in the matrix of concretion is often rimmed by siderite (Choryně, DH069).

vrstvy a čocky pelokarbonátů. Tyto polohy mají stejnou mineralogii jako popisovaný vzorek. Konkrécie o průměru asi 7 cm má šedou barvu a je prorážena řadou drobných bílých kalcitových žilek. Konkrécie se skládá převážně z hypautomorfního až xenomorfního drobnozrnitého sideritu (tab. 1), který je chemicky poměrně homogenní ($\text{Fe}_{0,73-0,75} \text{Ca}_{0,05-0,07} \text{Mg}_{0,14-0,16} \text{Mn}_{0,03-0,04} \text{CO}_3$). Místy jsou patrné drobné klencové krystaly o velikosti 0,003–0,02 mm. Prostor mezi krystaly karbonátu vyplňují jílové minerály. Často se objevují drobná xenomorfní zrna kalcitu a drobné krystalky pyritu. Vzácně jsou přítomny oválné framboidální pyritu o velikosti až 0,002 mm (obr. 2b). Konkrécie obsahuje poměrně málo klastické příměsi, nejčastěji se jedná o křemen, vzácně se setkáváme s klasty albitu, muskovitu nebo chloritu. Angulární až subangulární zrna křemene a albitu nesou často známky koroze. Konkrécie je makroskopicky homogenní, avšak v mikroskopu je patrné, že obsahuje až 2 mm mocné laminky hrubozrnějšího karbonátu s vyšším obsahem klastického křemene. V těchto partiích se také častěji vyskytují drobné krystalky pyritu.

Choryně (DH069). Konkrécie pochází z tmavošedého vápnatého jemně slídnatého jílu kelčského vývoje slezské jednotky stáří alb–cenoman (Krejčí et al. 1999). Tyto sedimenty jsou stratigrafickým ekvivalentem lhotického souvrství v godulském vývoji. Jejich litostratigrafické zařazení v kelčském vývoji není dosud dořešeno. Vzorek z lokality Choryně reprezentuje okrajovou část konkrécie o velikosti asi 20 cm. Konkrécie obsahuje klastický podíl, v němž převažují zrna křemene o velikosti středně zrnitého až drobnozrnitého písku, běžné jsou jílové minerály a vzácně se objevují lupínky muskovitu a oválná zrna glaukonitu. Základní hmotu tvoří bazální tmel složený z kalcitu a sideritu ($\text{Fe}_{0,79-0,80} \text{Ca}_{0,03-0,05} \text{Mg}_{0,09-0,11} \text{Mn}_{0,04-0,06} \text{CO}_3$). Siderit lemuje okraje kalcitových zrn (obr. 2c) nebo se objevuje jako drobné krystalky uzavřené v okrajových částech kalcitových zrn (pod 0,01 mm). Druhý případ je typický pro okrajové části konkrécie. Siderit na okrajích konkrécie je částečně nahrazen oxihydroxidy železa. Množství klastického podílu se může v rámci jedné konkrécie měnit. Jednotlivé vrstvy v konkrécie odrážejí vrstevnatost v okolních

sedimentech. V jemnozrnějších partiích jsou částečně korodovaná zrna křemene o velikosti 0,01–0,04 mm uzavřena v bazálním karbonátovém tmelu. V místech, kde je vyšší podíl klastického křemene, má karbonát větší velikost zrna. Karbonáty zde vzácně tvoří jen pórový tmel mezi klasty křemene o velikosti až 0,06 mm. Někdy se objevují drobné krychličky pyritu a vzácně je přítomen pyrit framboidálního charakteru, který je částečně limonitizovaný. Žilky v septáriích (obr. 2d) jsou tvořeny hlavně kalcitem, ale poblíž kontaktu s konkrecí mohou obsahovat drobné klence sideritu ($\text{Fe}_{0,75} \text{Ca}_{0,11} \text{Mg}_{0,08-0,10} \text{Mn}_{0,05-0,06} \text{CO}_3$). V okolí žilky se místo sideritu objevuje ankerit ($\text{Fe}_{0,40} \text{Ca}_{0,48} \text{Mg}_{0,05} \text{Mn}_{0,06} \text{CO}_3$).

Diskuze

Sideritové konkrece bývají interpretovány jako produkt krystalizace během raných stadií diagenese a to ještě před výraznou kompakcí sedimentů (De Craen et al. 1999). Tyto konkrece tedy vznikaly nehluboko pod hranicí mořské vody a sedimentů. V tomto prvotním stadiu vývoje měly konkrece sice svůj tvar, avšak nebyly zcela zpevněné a mohly se tedy chovat plasticky.

Nerovný povrch některých konkrecí můžeme vysvětlit právě deformací v plastickém stavu v důsledku tlaku nadložních sedimentů. Často můžeme na výchozu pozorovat písčité laminy, které pokračují z konkrece do okolního sedimentu a jsou na kontaktu obou hornin ohnuté. Ukazuje to na větší kompakci okolního sedimentu ve srovnání s konkrecí. Někdy jsou dokonce písčité laminy uvnitř konkrece zvlněné. To, že těsně po svém vzniku je konkrece ještě v plastickém stavu, naznačují pozorované deformace povrchu konkrecí. Některé konkrece navíc mají porušenou vnitřní stavbu a vzácně jsou dokonce na povrchu patrně struktury indikující velmi prudký únik fluid (obr. 1a). Při vzniku této struktury se uplatnily tixotropické procesy. Tixotropie je jev, kdy lze gely převést, např. v důsledku tektonických otřesů, opět na kapalinu. Je nutné, aby se minerální obsah konkrece nacházel zčásti v koloidním stavu (střed již mohl být částečně zpevněný). Mechanický otřes sedimentu může mít za následek jeho opětovné zvodnění. Vzniklá směs vody a minerálních částic pak unikne do sedimentu v nadloží konkrece. Rozsah plastických deformací a frakturace sedimentu při procesech odvodnění závisí na kohezních silách a množství vody uvnitř sedimentu nebo tělesa konkrece. Po odvodnění sedimentu se vzhled vzniklé horniny liší od vzhledu horniny, jejíž litifikace proběhla bez uplatnění tixotropických deformací sedimentu. Například laminy hrubšího klastického materiálu v sedimentu bývají provřítené a zprohýbané.

V následující etapě diagenese často vznikaly v konkreci trhliny (septárie) a struktury „cone-in-cone“. Tyto struktury vznikaly během solidifikace nebo až ve zpevněné konkreci (Melichar – Shkovira 2001, Hendry et al. 2006). Septárie souvisí se zmenšováním objemu konkrece během diagenese (obr. 1b). Trhliny v septáriích jsou dnes vyplněny kalcitem, avšak původně jde pravděpodobně o tenzní trhliny vzniklé v důsledku tlaku pórových fluid uvnitř konkrece. Tento tlak byl totiž vyšší než tlak pórových fluid v okolním sedimentu, protože permeabilita konkrece

během diagenese byla ve srovnání s okolními sedimenty podstatně nižší (Hounslow 1997). V době vzniku těchto trhlin již byla konkrece v pevném stavu nebo pouze částečně plastická (De Craen et al. 1998, Hendry et al. 2006). Určitý stupeň litifikace dokládá přítomnost ostrohranných úlomků v septáriích, které jsou tmeleny karbonátovými žilkami. V některých konkrecích jsou patrně nejméně dvě generace žil (bílé kalcitové žilky o mocnosti do 3 mm jsou proráženy kalcitovými žilami se sideritem o mocnosti až 20 mm). Kalcitové žilky se sideritem z konkrece v jílovcích z lhotického souvrství interpretují Polách et al. (2008) jako produkt krystalizace z fluid o relativně vysoké teplotě (54–105 °C). Podle těchto autorů krystalovaly zmíněné žilky z roztoků generovaných při diagenese konkrece. Podobné izotopické složení naznačuje, že karbonáty v žilách a v základní hmotě konkrece krystalovaly či rekrystalizovaly z izotopicky velmi blízkých fluid a za podobných P-T podmínek. Vysoké teploty vzniku žil (Polách et al. 2008) můžeme vysvětlit tím, že žilky v konkrecích lhotického souvrství vznikly až v pozdních stadiích diagenese. V té době již byly konkrece poměrně hluboko pohřbené. K vyplnění trhlin nemuselo dojít okamžitě po jejich vzniku, jak o tom svědčí nálezy nejméně dvou generací kalcitových žil. Drobné dutiny v některých konkrecích, vyplněné krystalovým křemenem a kalcitem, zůstaly ostatně zachovány dodnes (Břečková – Pelz 1997, Bubík et al. 2004). Současně se vznikem popisovaných žilek patrně probíhala také rekrystalizace sideritu v samotné konkreci.

Původně velmi jemnozrný karbonátový tmel rekrystaluje teprve během solidifikace konkrece (Raiswell – Fisher 2000). Rozdílný stupeň diagenetických pochodů může vysvětlovat odlišnosti mezi jednotlivými studovanými vzorky. Karbonátová konkrece z jílovců istebňanského souvrství v cihelně Hrachovec (DH149) se skládá z drobně krystalického sideritu, který obsahuje příměs SiO_2 a Al_2O_3 . Přítomnost těchto oxidů v analýze karbonátů můžeme vysvětlit jemně rozptýlenými jílovými minerály. Některá karbonátová zrna jsou navíc prorážena jemnými žilkami chalcedonu. Tato konkrece pochází v rámci studovaných vzorků ze stratigraficky nejmladších sedimentů a vykazuje nejmenší stupeň rekrystalizace (zrna karbonátu jsou ve srovnání s jinými konkrecemi drobnozrnější). Karbonátová konkrece z černých jílovců veřovického souvrství (DH229) je naopak tvořena hruběji zrnitým sideritem. Jílové minerály se v tomto případě vyskytují jen v mezerní hmotě mezi jednotlivými klencovými krystaly. V obou konkrecích je kalcit zastoupen jen v akcesorickém množství v podobě xenomorfních zrn vyplňujících prostor mezi zrny sideritu. Kalcit-sideritová konkrece (DH069) z jílovců kelčského vývoje má poněkud složitější stavbu než předchozí dva studované vzorky. V centrální části konkrece jsou zrna kalcitu lemována sideritem, zatímco na okrajích konkrece je sideritu málo a tvoří jen hojné drobné inkluze na okrajích kalcitových zrn. Změna v chemickém složení karbonátů může souviset se změnami podmínek během sedimentace a rané diagenese (Huggett et al. 2000, Moore et al. 1992). Prozatím však není k dispozici dostatek údajů pro interpretaci tohoto problému. Chemické slo-

žení sideritu z jednotlivých konkréci se však příliš neliší ($\text{Fe}_{0,56-0,80} \text{Ca}_{0,03-0,07} \text{Mg}_{0,09-0,19} \text{Mn}_{0,01-0,06} \text{CO}_3$).

Určité informace o paleoprostředí vzniku okolních sedimentů lze interpretovat z litologie a fosilního záznamu horniny obklopující konkréci. Jílovce ístebňanského souvrství charakterizuje zvýšený obsah organické hmoty, která je ovšem hlavně rostlinného (suchozemského) původu. Mikrofauna je zastoupena převážně společenstvy aglutinovaných foraminifer s nízkou diverzitou. Vápnitý bentos a plankton se objevuje spíše ojediněle a je redeponovaný. Ukazuje to na sedimentaci pod CCD (karbonátová kompenzační hloubka) a sníženou pH. Přínos rostlinného detritu ze souše byl pravděpodobně významný, protože foraminiferový bentos představuje většinou typy, které byly pravděpodobně detritivorní specialisti (velcí batysifoni, trochamminidi, Ammosphaeroidina aj.). Sedimentace probíhala patrně v hlubším batyálu. V případě veřovického souvrství je obecně známým jevem vysoký obsah organické hmoty a silicifikace. Sedimentace probíhala v anoxických podmínkách a při sníženém pH. Jílovce jsou téměř bezfosilní. Neobsahují bentosní mikrofaunu ani makrofaunu, pouze lokálně jsou uváděny pyritizované radiolarie (Menčík et al. 1983). Sedimentace probíhala v aptu za globálně rozšířené anoxie (anoxický event AOE1). Alb–cenomanské jíly kelčského vývoje od Milotic obsahují poměrně hojnou mikrofaunu, která dovoluje charakterizovat paleoprostředí. Foraminiferová fauna s aglutinovaným vápnitým bentosem a zároveň planktonickou složkou vypovídá o normálním mořském prostředí s dostatkem kyslíku ve vodním sloupci. Hojně se vyskytují jednotlivá kalcitová prizmata ze schránek inoceramů, kteří byli obyvateli hlubšího šelfu. Celkově mikrofauna odpovídá hloubkám na rozhraní sublitorálu a batyálu. Konkréce z těchto sedimentů má vyšší obsah kalcitu ve srovnání s předchozími dvěma vzorky.

Všechny studované karbonátové konkréce obsahují pyrit, a to v podobě izolovaných krystalů, krystalových agregátů nebo jako framboidální pyrit. Pyritové framboidy vznikají rekrystalizací metastabilních monosulfidů, které jsou produktem činnosti mikroorganismů (Sawlowicz 1993). V případě ístebňanského a veřovického souvrství je přítomnost pyritu v souladu se zjištěným sedimentačním prostředím. Alb–cenomanské jíly kelčského vývoje sedimentovaly v prostředí s dostatkem kyslíku, přesto je v konkréci z těchto sedimentů přítomen pyrit. Lze to vysvětlit anoxií pórových vod pod povrchem sedimentu.

Závěry

Karbonátové konkréce jsou typickým jevem ve většině souvrství křídového až paleogenního stáří v Moravskoslezských Beskydech. Studium tří konkréci z pelitických sedimentů různého stáří prokázalo jejich značnou mineralogickou podobnost. Klastická příměs ve všech studovaných vzorcích je podobná. V písčítých laminách převažuje hlavně křemen a v malém množství jsou přítomny klasty K-živce a albitu. Všechny tyto klasty jsou angulární až subangulární a často nesou známky koroze způsobené karbonátovým tmelem. V malém množství se objevují lupínky muskovitu, chloritu a zrna glaukonitu. Prostor mezi klastickými a karbonátovými zrny často vyplňují jílové minerály a běžně se vyskytuje pyrit. Studované konkréce z různých vrstev se liší velikostí karbonátových zrn a v poměrném zastoupení sideritu oproti kalcitu. Tyto rozdíly mohou souviset s odlišnými podmínkami během diagenese nebo odráží chemické složení okolních pelitů. Alb–cenomanské jíly kelčského vývoje sedimentovaly v mořském prostředí nad CCD (karbonátová kompenzační hloubka). Proto obsahují kalcitové mikrofosilie a i v konkrécích je poměrně hojný kalcit. Konkréce v ístebňanském a veřovickém souvrství jsou obklopeny sedimenty, které vznikaly v anoxickém prostředí pod CCD a obsahují jen malé množství kalcitu. Složení samotného sideritu je však v různých vzorcích velmi podobné ($\text{Fe}_{0,56-0,80} \text{Ca}_{0,03-0,07} \text{Mg}_{0,09-0,19} \text{Mn}_{0,01-0,06} \text{CO}_3$). Vždy je přítomen pyrit, což naznačuje, že také během formování konkréce v alb–cenomanských jílech kelčského vývoje panovalo pod povrchem sedimentu anoxické prostředí. Průběh diagenetických a postdiagenetických procesů výrazně ovlivňuje tvar konkréce. Studovaný soubor konkréci je příliš malý a není tedy možné zjištěné závěry zobecňovat. Na druhou stranu již tyto první výsledky naznačují, že konkréce mohou zachovat řadu důležitých informací o vývoji sedimentu v různých fázích jeho diagenese.

Poděkování

Autoři děkují Z. Dolníčkovi za kritické přečtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390004 (Základní geologické mapování Beskyd v měřítku 1 : 25 000).

Literatura

- Břečková, J. – Pelz, J. (1997): Křišťály karbonátových septárií Moravy. – *Minerál*, 5, 1, 33.
- Bubík, M. – Krejčí, O. – Kirchner, K. (2004): Geologická minulost a přítomnost Frýdeckomístecka. – Muzeum Beskyd Frýdek-Místek. 1–53.
- 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. – *J. Sed. Res.*, 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, 63–76.
- 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.
- Hohenegger, L. (1861): Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen in Schlesien u. den angrenzenden Teilen von Mähren u. Galizien. – Justus Perthes, 1–50. Gotha.
- Hounslow, M. W. (1997): Significance of localized pore pressures to the genesis of septarian concretions. – *Sedimentology*, 44, 6, 1133–1147.
- Huggett, J. – Dennis, P. – Gale, A. (2000): Geochemistry of Early Siderite Cements from the Eocene Succession of Whitecliff Bay, Hampshire Basin, U. K. – *J. Sed. Res.*, 70, 5, 1107–1117.
- Krejčí, O. – Adamová, M. – Bubík, M. – Fojt, B. – Přichystal, A. – Švábenická, L. (1999): Geologická stavba slezské a podslezské jednotky v řečišti Bečvy u Choryně po odkrytí během povodně v roce 1997. – *Geol. výzk. Mor. Slez.* v r. 1998. 59–65. Brno.
- Melichar, R. – Shkovira, Y. D. (2001): Case Study of the Cone-in-cone Structure Based on Czech and Crimean Samples. – *Geolines*, 13, 92.
- 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. – Vašíček, Z. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústřední ústav geologický, Praha, 1–304. Praha.
- Moore, S. E. – Ferrell, R. E. – Aharon, P. (1992): Diagenetic siderite and other ferroan carbonates in a modern subsiding marsh sequence. – *J. Sed. Res.*, 62, 3, 357–366.
- Polách, M. – Dolníček, Z. – Malý, K. (2008): Hydrotermální mineralizace na lokalitě Pindula u Frenštátu pod Radhoštěm (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 93, 127–135. Brno
- 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. – *J. Geol. Soc.*, 157, 1, 239–251.
- Roth, Z. – Matějka, A. (1953): Pelosiderity Moravskoslezských Beskyd. – *Geotechnica*, 16, Sekce geol.-geogr., 1–111. Praha.
- Sawlowicz, Z. (1993): Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism. *Geol. Rundschau*, 82, 1, 148–156.