

## Pelokarbonátový horizont nad 22. slojí ve svrchních sušských vrstvách české části hornoslezské pánve

### Siderite concretion horizon above the No. 22 Coal Seam in the Upper Suchá Member of the Czech part of the Upper Silesian Basin

PAVLA GABRHELOVÁ<sup>1)</sup>, MICHAL OSOVSKÝ<sup>2)</sup>, DALIBOR MATÝSEK<sup>3)</sup>, MARTIN SIVEK<sup>1)</sup> A JAKUB JIRÁSEK<sup>1)\*</sup>

<sup>1)</sup>Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15/2172, 708 33 Ostrava - Poruba; \*e-mail: jakub.jirasek@vsb.cz

<sup>2)</sup>OKD, a.s., Důl Karviná, závod ČSA, ul. Čs. armády 1, 735 06 Karviná - Doly

<sup>3)</sup>Institut čistých technologií těžby a užití energetických surovin, Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15/2172, 708 33 Ostrava - Poruba

GABRHELOVÁ P., OSOVSKÝ M., MATÝSEK D., SIVEK M., JIRÁSEK J. (2014) Pelokarbonátový horizont nad 22. slojí ve svrchních sušských vrstvách české části hornoslezské pánve). *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha) 22, 2, 293-302. ISSN 1211-0329.*

#### Abstract

Siderite concretion horizons are known both from the paralic and terrestrial sediments of the Upper Silesian Basin. Significant horizon above the No. 22 Coal Seam in the Upper Suchá Member of Karviná Fm. (Westphalian, Pennsylvanian) was investigated by geological, mineralogical and geochemical methods. Horizon is developed virtually in the whole area of the Upper Suchá Member, where geological documentation is available. It is hosted by grey claystones in the direct roof of the No. 22 Seam, which belongs to the freshwater Faunistic Horizon Group Hubert. Shape of the concretions is mostly ellipsoidal and lensoidal, tabular ones are also present. Their size usually ranges between X0 cm and 1 m. Concretions do not have internal layering, warping of the claystone layering around them was observed. Typical feature of concretions is presence of septarian cracks. Matrix of the concretions is formed almost purely by two populations of non-zoned Mg-Ca or Mg-rich siderite with dispersed quartz, mica and accessory minerals similar to surrounding claystones, i.e. apatite, zircon, monazite and TiO<sub>2</sub> minerals. Septarian fissures are filled by two generations of carbonate with predominant dolomitic composition and beef (fibrous) structure. Older one has dark brown colour, younger is white. Younger dolomite shows weak oscillatory zoning in BSE image caused by distribution of Fe-ions. Youngest fissure minerals are Mg-rich siderite, ankerite, calcite, quartz, baryte, apatite, halite, dickite and mineral from the chlorite group. Common sulphide minerals as pyrite, marcassite, chalcopyrite, sphalerite, galena, millerite and siegenite are also present, together with mineral phases from the vaesite-cattierite-pyrite series. The  $\delta^{13}\text{C}$  value of matrix siderite is +0.77 ‰ PDB and that of septarian dolomite -8.15 ‰ PDB, the  $\delta^{18}\text{O}$  value of matrix siderite is -11.25 ‰ PDB and that of septarian dolomite -9.79 ‰ PDB. Siderite matrix data shows fractionation during diagenetic processes, while fissure carbonate represents post-sedimentary hydrothermal product. Dolomite isotope data are comparable to those of hydrothermal carbonate mineralization of Early Carboniferous of the Nízký Jeseník Mts. We interpret concretion horizon as sediment of internal part of large-scale freshwater lake. Concretions are very probably syncompactional and develop by pervasive growth mechanism.

**Key words:** Upper Silesian Basin, Late Carboniferous, septarian concretions, sedimentology, mineralogy

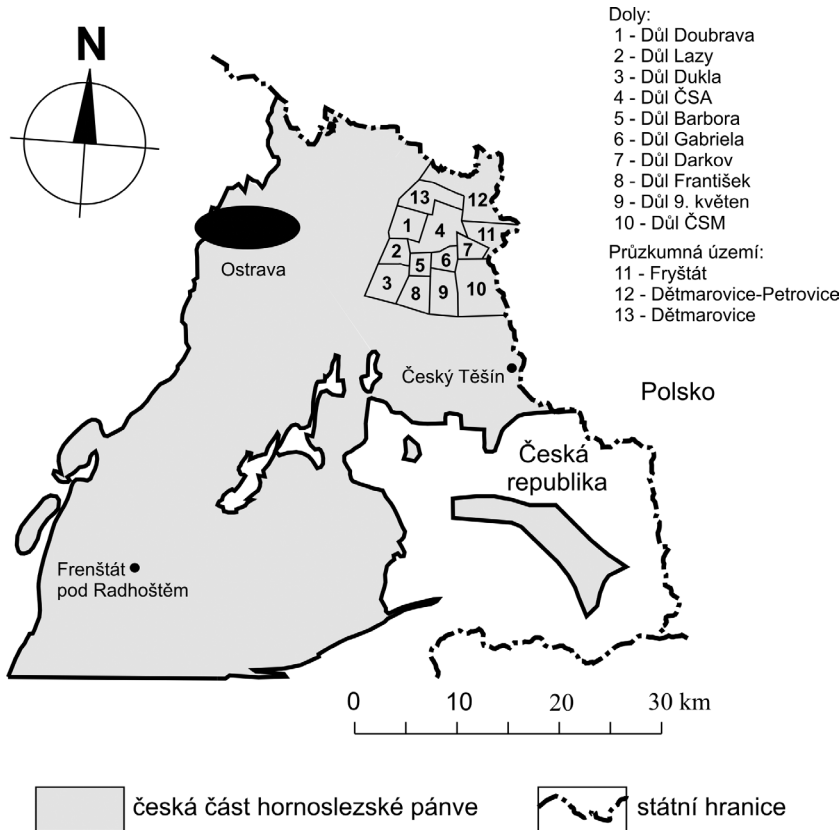
Obdrženo: 9. 9. 2014; přijato: 6. 11. 2014

#### Úvod

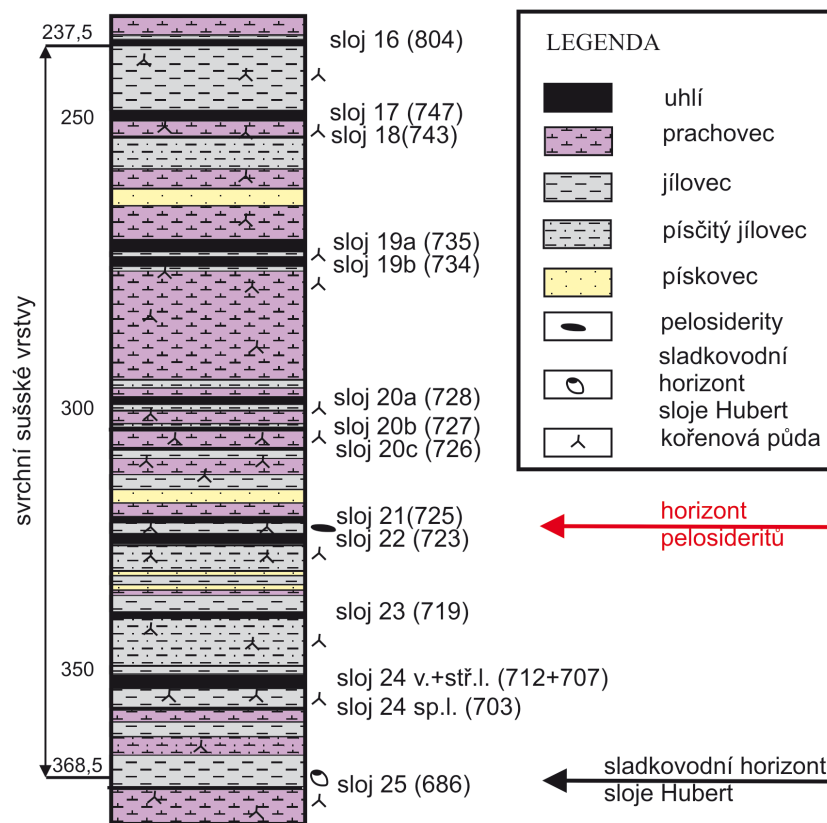
Česká část hornoslezské pánve je dlouhodobě oblastí s nejvýznamnější těžbou černého uhlí u nás. Přesto jsou zajímavé mineralogické fenomény její karbonaté sedimentární výplně studovány většinou nesystematicky. Je to dáno zejména jejich zanedbatelným významem pro ekonomiku těžby uhlí a velmi omezeným přístupem do důlních děl. Nahodilé nálezy z hald postrádají informace o geologické a stratigrafické pozici původního výskytu a s útlumem těžby jsou stále vzácnější.

V letech 2012 až 2014 se podařilo na více místech Dolu ČSA a ve dvou oblastech Dolu Karviná - v 15. kře dobývacího prostoru Doubrava (dříve samostatný Důl Doubrava) a v 11. kře dobývacího prostoru Karviná - Doly I

(dříve samostatný Důl ČSA, obr. 1), získat hmotnou a geologickou dokumentaci výskytu pelokarbonátového horizontu, který se nachází v bezprostředním nadloží sloje 22 (obr. 2). Díky jeho systematickému sledování a vzorkování se podařilo shromáždit bohatý dokumentační materiál. Publikovány z něj byly zatím jen nálezy některých minerálů vyplňujících mladé trhliny (septárie) uvnitř konkrécií - milleritu, běžných sulfidů Fe, Cu, Pb, Zn (Jirásek, Osovský 2012), resp. fluorapatitu a pyrotinu, později identifikovaného jako siegenit (Osovský, Pauliš 2013). Zajímavá je však i otázka geologické situace celého horizontu a vzniku konkrécií samotných, které v dosud publikovaných pracích nebyla věnována žádná pozornost. Tomuto problému se věnujeme v následujícím textu.



Obr. 1 Mapa české části hornoslezské pánve s doly a průzkumnými územími zmiňovanými v textu.



Obr. 2 Idealizovaný výřez profilu vrtu S7 na Dole ČSA zachycující vývoj svrchních sušských vrstev. Zjednodušeno podle geologického profilu OKR - DPB Paskov z roku 1981.

Geologickou charakteristiku horizontu zpracovala ve své diplomové práci Gabrhelová (2014), jejíž výsledky a jejich interpretace jsou předmětem tohoto článku. Jedná se zejména o identifikaci horizontu v různých dobývacích prostorech, jeho plošný rozsah, mineralogii a izotopické studium základní hmoty konkréci a celkovou genezi konkréci. Mineralogii trhlínových systémů v konkrécích byla věnována jen okrajová pozornost, protože se neliší od podobných výskytů nízkoteplotní hydrotermální mineralizace na různých místech a v různých stratigrafických úrovních hornoslezské pánve.

### Geologická situace

Hornoslezská pánev vznikla v závěrečných etapách vývoje rozsáhlé moravskoslezské paleozoické pánve v předpolí variského orogénu. Ve svých posterozních hranicích vytváří plochu trojúhelníkovitého tvaru, která svým jižním výběžkem zasahuje z Polska na území České republiky. Plošná rozloha této významné evropské černouhelné pánve přesahuje 7400 km<sup>2</sup>, z toho 1550 km<sup>2</sup> leží na území České republiky. Zbylá a větší část se nachází na území sousedního Polska (Dopita et al. 1997a).

V uhlonosném karbonu hornoslezské pánve s ohledem na charakter sedimentačního prostředí rozlišujeme paralický (ostravské souvrství) a terestrický vývoj (karvinské souvrství). Paralický ráz sedimentace vznikl v širokém spektru sedimentačních prostředí od ryze kontinentálního přes přechodné až po mořské, často v doprovodu s projevy vzdálené vulkanické činnosti. Základním znakem sedimentace je tvorba cyklů s uhelnými slojemi. Terestrické karvinské souvrství se v české části hornoslezské pánve vyskytuje pouze v několika erozně ohraničených plochách, z nichž nejuplněnější profil je znám z karvinské oblasti. Sedimentace byla zahájena po celopánevním hiátu mezi spodním a středním namurem. I v karvinském souvrství je patrná cyklická stavba s uhelnými slojemi, avšak bez přítomnosti mořských a brakických sedimentů. Uhlotvorná sedimentace stáří středního až svrchního namuru a westphalu A se dělí na sedlové, sušské a doubravské vrstvy s celkovým počtem asi 100 slojí (např. Dopita et al. 1997a). V polské části pánve se terestrické sedimenty hornoslezské pánve vyskytují na výrazně větších plochách, mají větší stratigrafický

rozsah (až do westphalu D) a také jejich litostratigrafické členění je jiné než v české části. Svrchní sušské vrstvy karvinského souvrství, kterými se v textu zabýváme, jsou tam řazeny k zaalpským vrstvám mułowcové série (např. Kotas 1995).

Sušské vrstvy se na českém území vyskytují v úplném vývoji pouze na Karvinsku. Jejich mocnost je v průměru 370 m. Tato vrstevní jednotka je členěna na spodní a svrchní část, přičemž hranici tvoří celopánevně významná skupina faunistických horizontů Huberta, ležící v blízkosti sloje Hubert (686). V litologii svrchních sušských vrstev převládají prachovce bohaté rozptýlenou organickou hmotou a jílovce illit-kaolinického charakteru nad drobovými a arkózovými pískovci (obr. 2) (Dopita et al. 1997b). Vyskytují se zejména ve faunistických horizontech, což jsou v případě karvinského souvrství sladkovodní jezerní sedimenty obsahující zejména fosilizované mlže a skořepatce (Řehoř, Řehořová 1972). V těchto sedimentech se objevují pelokarbonáty, jimž bude dále věnována pozornost.

Sušské vrstvy jsou postkarbonskou erozí často obnaženy a vyskytují se na reliéfu karbonu, proto jejich nejsvrchnější části (často však i celá vrstevní jednotka) na mnoha místech chybí (Aust et al. 1997). Protože se svrchní sušské vrstvy v některých oblastech nacházely v nevelké hloubce pod povrchem, byly intenzivně těženy zejména koncem 19. a v první polovině 20. století. Z raných období těžby se však nezachovala dokumentace, která by objasňovala vývoj horizontu pelokarbonátových konkrecí v nadloží sloje 22 (723). Tento fakt způsobil absenci dat v analýze plošného rozsahu horizontu v dobývacích prostorech Barbora, Gabriela, Lazy a v základních (jižních) částech dobývacích prostorů Doubrava a Karviná - Doly I. V současné době jsou svrchní sušské vrstvy v české části hornoslezské pánve zachovány v částečně nedotčeném stavu již jen na severním svahu ostravsko-karvinského hřbetu v příkopové propadlině mezi doubravským zlomem na jihu (výška až 500 m) a kaskádou doubravské a dětmarovických poruch ze severní strany (celková výška až 300 m). Z této oblasti pochází největší část shromážděných dat.

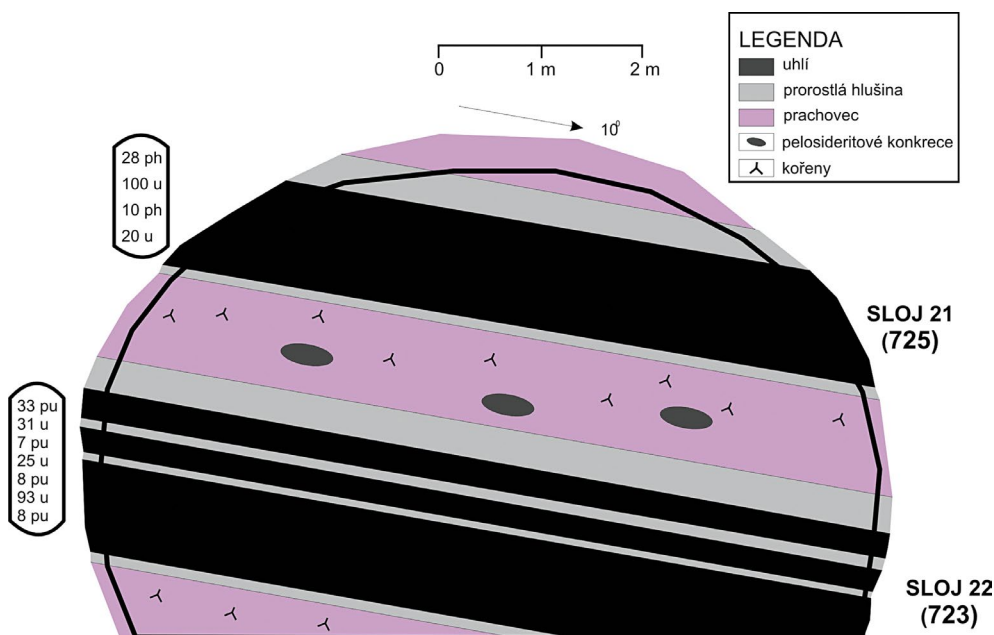
Výskyt pelokarbonátových konkrecí v hornoslezské pánvi byl zaznamenán již v 19. století (např. Gaebler

1894). Větší množství publikací o nich se objevuje z české části pánve v první polovině 20. století (Slavík 1926 - 1928; Folprecht 1929; Šusta 1932). V této době se hlavní pozornost soustředila na mineralogii jejich vnitřních trhlin. Moderní vyhodnocení konkrecí přináší teprve poválečné práce. Skoček (1961) publikoval souborné informace o jejich morfologii, mineralogickém složení a možné genezi. Zkoumal také závislost jejich výskytu na poloze uvnitř sedimentárních cyklů. Upozornil na to, že tyto diagenetické karbonátové konkrece se vyskytují v mořských i sladkovodních sedimentech obou souvrství české části pánve. V karbonátové složce obvykle dominuje siderit, i když našel i konkrece s převahou kalcitu, ankeritu a výrazně zvýšeným podílem dolomitu. Nejkomplexnější pohled na mineralogii pelokarbonátů v české části přináší Králík (1970). Podle mineralogického složení dělí konkrece na sideritové, bikomponentní (siderit a Fe-dolomit) a Fe-dolomitové. Siderit považuje za geneticky nejstarší minerál, zatímco Fe-dolomit, většina pyritu a křemene vznikají později z cirkulujících roztoků za vyšších hodnot pH. Upozorňuje také na vícefázovost procesu vzniku a významnou roli izomorfního zastupování kationtů v karbonátech.

### Charakteristika 22. sloje a místa odběru vzorků

Sloj č. 22 (723) se nachází ve spodní třetině vrstevního sledu svrchních sušských vrstev přibližně 50 m nad jejich bází, od níž ji dělí souslojí č. 24 (celorevně sloje 712, 707 a 703). Většinou je zastížena ve dvoulávkovém vývoji, přičemž stálost obou lávek je v různých oblastech různá, místy dochází k jejich spojování. Někde se plást svrchní připojuje i k nadloží sloje č. 21 (725). V místech výskytu na Dole Karviná je většinou spodní plást mocnější a stálejší, dosahuje až 2 m, mocnost svrchního se pohybuje mezi 1 až 1.3 m. Oba plásty obsahují polohy uhelných aleuropelitů (obr. 3). Pelokarbonáty jsou v případě jedolávkového vývoje soustředěny do víceméně přímého nadloží, při rozštěpení se objevují v meziloží a v podobě menších útvarů zasahují i do spodní části svrchního plástu. Z vrtů je známa jejich přítomnost i z podloží sloje. V letech 2008 až 2013 byla tato sloj připravována a těžena v 15. kře dobývacího prostoru Doubrava a v sousedící 11. kře dobývacího prostoru Karviná Doly I (obr. 1). Obě kry leží v mělké synklinále a jsou vzájemně odděleny

**Obr. 3** Náskres čelby 152301/1 ve st. 112.2 m, 15. kra dobývacího prostoru Doubrava s výskytem pelokarbonátových konkrecí v nadloží sloje 22 (723). Značky v oválech vyjadřují pravé mocnosti uhlí (u), prorostlého uhlí (pu) a prorostlé hlušiny (ph) v centimetrech. M. Osovský, 2013.





**Obr. 4** Pelokarbonátová konkrce v nadloží sloje 718 - 23b doubravského číslování (podle nových poznatků identická se slojí 723 - 22 karvinského číslování), porub 152351, 15. kra dobovacího prostoru Doubrava, rozměry přibližně 0.7 × 0.3 m, foto M. Osovský, 2013.

východně ukloněnou severojižní hlubinskou poruchou s amplitudou až 70 m. Během těchto hornických aktivit zde byl uveden pelokarbonátový horizont zastížen na několika místech často v kombinaci s tektonickými poruchami, které ho posunuly do důlního díla (obr. 3 a 4). Jeho přítomnost však byla potvrzena i mimo tato místa při zavrtávání svorníků do nadloží sloje. Rozměry konkrce se pohybují od prvních desítek centimetrů až po metr a jejich tvary jsou převážně diskovité až bočníkovité, zastíženy však byly i deskovité. Bývají uloženy horizontálně, individuálně, ale mohou se shlukovat do skupin či horizontů. Od okolí bývají zpravidla odděleny ostře - jsou „obtékány“ horizontálně zvrstvenými aleuropelity. Typickým znakem pelokarbonátových konkrce jsou septárie, které jsou v mnoha případech vyplněny mladšími hydrotermálními minerály (obr. 5). Někdy dodávají vnitřním částem konkrce až brekciovitý charakter.

Oblastí s nejčetnějšími nálezy pelokarbonátů byl bezesporu porub 152351 situovaný v 15. doubravské kře a procházený kaskádou tektonických poruch SZ - JV orientace. Díky této skutečnosti byla značná část porubní fronty vedena mezilozím nebo nadložím rozštěpené sloje 723 - 22 (doubravské sl. 23a a 23b tj. 718 a 719 viz dále).

Hojné nálezy poskytly i chodby porub lemující. Na druhé straně hlubinské poruchy v 11. kře dobovacího prostoru Karviná Doly I to byla chodba 11002/1. V této souvislosti se zajímavou jeví skutečnost, že pelokarbonáty s milimetry byly v poslední době nacházeny pouze v blízkosti hlubinské poruchy. Pelokarbonátový horizont nad uvedenou slojí byl ověřen i v jiných oblastech DP Karviná Doly I - například v roce 2013 při ražbě překopu 10001 v 10. dobovací kře (je situována jv. od kry 11.).

### Metodika

Pro modelování plošného vývoje pelokarbonátového horizontu byly primárně použity profily průzkumných povrchových vrtů (NP). Následně byly v zájmových oblastech zahuštěny informacemi z vrtných profilů důlních vrtů (Důl Karviná a závěrečné zprávy dostupné v archivu Geofondu České geologické služby). Data byla ve vhodném formátu importována do programu Surfer 9 (Golden Software, Inc.), kde byla upravena do podoby mapového výstupu.

Pro mineralogický a petrografický výzkum byly použity úlomky vybraných pelokarbonátových konkrce, které byly odebírány v průběhu posledních tří let z několika míst během geologické dokumentace při těžbě 22. sloje. Šlo o části konkrce lišících se navzájem vzhledem, tvarem i velikostí.

Práškové rentgenové analýzy byly prováděny na Institutu geologického inženýrství na VŠB-TU v Ostravě (analytik D. Matýšek). Měření probíhalo na přístroji Bruker-AXS D8 Advance s  $2\theta/\theta$  reflexní geometrií měření a s pozičně citlivým detektorem LynxEye za podmínek: záření CoK $\alpha$ /Fe filtr, napětí 40 kV,



**Obr. 5** Část pelokarbonátové konkrce se septárie vyplněnými mladšími minerály. Důl ČSA, velikost 21 × 19 cm, foto J. Jirásek, 2014.

proud 40 mA, krokový režim s krokem 0.014 °2 $\theta$ , s celkovým časem na kroku 2 s. Jak pro měření, tak pro vyhodnocování byly použity firemní programy BrukerDiffraSuite a databáze difrakčních dat PDF 2/JCPDS, verze 2011. Mřížkové parametry vypočtené Rietveldovou metodou v Programu Bruker Topas, verze 4.2 jsou udány v Å, zaokrouhlené na čtyři desetinná místa. V závorkách jsou uvedeny jejich relativní chyby, vztahující se na poslední jedno či dvě platná čísla. Vstupní strukturní data byla převzata z Bruker Structural Database. Pro měření byly vzorky pelokarbonátů nadrceny a mikronizovány pomocí mikronizačního mlýnu McCrone v izopropanolu. Mleté vzorky pelokarbonátů byly pro měření vtlačeny do měřicí kvety. U vzorku jílového minerálů z trhlín bylo difrakční měření provedeno na vzorku se sníženou přednostní orientací. Ten byl připraven naprášením vzorku na křemikový nosič přes 0.063 mm síto.

Složení karbonátů bylo orientačně sledováno pomocí elektronového mikroskopu FEI Quanta-650 FEG pomocí analyzátoru EDS-EDAX Galaxy (Hornicko-geologická fakulta VŠB-TU, Ostrava, analytik D. Matýsek). Jednalo se o bezstandardové energiově disperzní analýzy s použitím korekce obsahů lehkých prvků. Analýzy byly pořízeny za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, proud 8 až 10 nA, průměr svazku elektronů 6  $\mu$ m, snížené vakuum s tlakem v komoře 50 Pa. Vzorky byly pro studium naleštěny a pokoveny chromem. Chemické složení minerálů ve výplni trhlín v konkrécích bylo sledováno pouze orientačně na neleštěných vzorcích, bez pokovení za stejných podmínek.

Izotopové složení uhlíku a kyslíku v matrix konkrécích (vzorek odebrán z poloviční vzdálenosti mezi jádrem a okrajem konkrécie) a karbonátové výplni jejich vnitřních trhlín (bílý dolomit) bylo stanoveno v laboratořích České geologické služby v Praze na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251 (analytik F. Bůžek). Karbonát byl rozkládán v 100% kyselině fosforečné ve vakuu. Dolomit byl rozkládán 72 hodin při pokojové teplotě, siderit 12 hodin při teplotě 100 °C. Vzniklý CO<sub>2</sub> byl měřen a srovnáván s CO<sub>2</sub> získaným za stejné teploty a stejným způsobem z referenčního materiálu (carrarský mramor) kalibrovaném s PDB (Pee Dee Belemnite) a s dalšími referenčními materiály. V případě dolomitu byla uplatněna korekce -0.84  $\delta^{18}\text{O}$  na frakcionaci kyslíku mezi minerálem a uvolněným CO<sub>2</sub>. Výsledek izotopové analýzy je vyjádřen v ‰ odchyle od PDB. Chyba měření je menší než 0.05 ‰.

## Výsledky

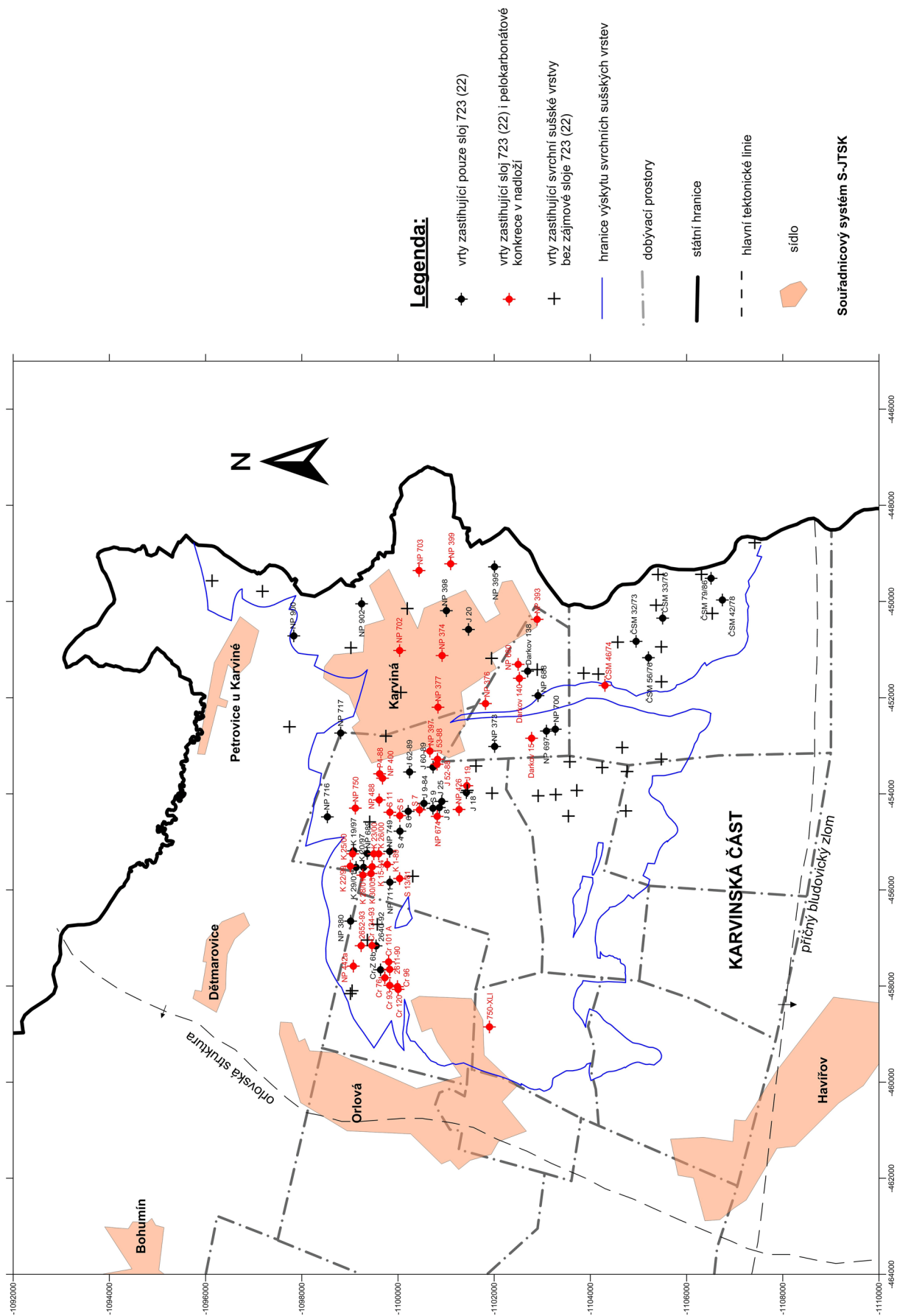
Pro vytvoření plošného modelu výskytu pelokarbonátového horizontu nad slojí 22 (723) byly použity povrchové a důlní průzkumné vrty, které zastihly 22. sloj, v jejímž přímém nadloží se horizont vyskytuje. Povrchových vrtů, které zastihly uvedenou sloj, jsme měli k dispozici 29. Patnáct z nich zastihlo kromě zájmové sloje také pelokarbonátovou polohu nad ní. V případě důlních vrtů jsme měli k dispozici 49 vrtů zachycujících danou sloj, z nichž 28 obsahovalo polohu pelokarbonátů v jejím nadloží.

I přes dlouhodobý a poměrně podrobný ložiskový průzkum doprovázený těžbou slojí svrchních sušských vrstev existují některé otevřené otázky v jejich identifikaci a korelaci. Sloj, v jejímž nadloží se vyskytuje horizont s konkrécemi, je na Dole ČSA označována jako 22. sloj. (sloj 723 v celorevímím číslování podle Dopity 1959). Na Dole Doubrava je identická sloj označována jako 23a + 23b (dosud celorevímě 718 + 719). Při práci s vrty z různých dobývacích prostorů a průzkumných území mnohdy nastaly případy, které neodpovídaly dosavadním určením v identifikačních a korelačních tabulkách. Proto jsme vytvořili tabulku, která rozdílné číslování v jednotlivých oblastech zpřehledňuje a vysvětluje (tab. 1). Je z ní patrné, že identita sloje se v jednotlivých dobývacích prostorech pohybuje v intervalu 723 - 718. V textu používáme označení sl. 22 - 723 z důvodů takřkajíc historických. Na základě grafického zpracování informací o výskytu pelokarbonátového horizontu nad slojí 723, s využitím zpřesněné identifikace a korelace, vznikla souborná mapa (obr. 6), která ukazuje polohu nám dostupných vrtů a také rozložení pozitivních (horizont nad slojí zastížen) a negativních (horizont nad slojí nezastížen) vrtů.

Mineralogické složení pelokarbonátových konkrécí nebylo hlavním předmětem výzkumu a bylo proto prováděno jen orientačně. Bylo zjištěno, že hmota konkrécí je tvořena mírně substituovaným sideritem, který vytváří mikroskopicky nekystalovanou homogenní základní hmotu hominy. V sideritu jsou rozptýleny klasty křemene, případně také slíd a dalších akcesorií. Tyto akcesorie odpovídají běžným těžkým minerálům terestrických sedimentů. Zjištěn byl apatit, zirkon, pravděpodobný monazit a fáze ze skupiny TiO<sub>2</sub> ve velikostech do 5  $\mu$ m. Práškové difrakční analýzy horniny ukázaly, že vlastní siderit není úplně homogenní fází. Mírná asymetrie linií sideritu směrem k nižším difrakčním úhlům ukazuje na přítomnost minimálně dvou velmi blízkých sideritových fází, přičemž jedna

**Tabulka 1** Sloj 723 (22. sloj Dolu ČSA) s horizontem konkrécí v nadloží a její identifikace a korelace v karvinské části hornoslezské pánve; nep. sl. - nepojmenovaná sloj

celorevímí č. sloje	Místní číslování v jednotlivých dobývacích prostorech												
	Doubrava	Lazy	Dukla	ČSA	Barbora	Darkov	Mír	9. květen	František	ČSM	Fryštát	Dětmarovice	
725	22	nep. sl.	nep. sl.	21	21	21	21	22	erodováno	22	21a	21	
724											21b		
723	nep. sl.	nep. sl.	nep. sl.	22	23a	22	22	23a		23a	22	22a	
722	nep. sl.	nep. sl.	nep. sl.									22b	
719	23a	Eduard I	nep. sl.	23	23b	23	23	23b		23b	23	23	23a
718	23b		nep. sl.										
717	-	nep. sl.	nep. sl.	-	nep. sl.	-	-	nep. sl.		-	-	-	-



Obr. 6 Situace vrtů zastihujících polohu pelokarbonátů v nadloží sloje 723.

z nich dominuje. Minoritní sideritová fáze se také vyznačuje menší velikostí difraktujících domén (cca 50 nm oproti > 500 nm u dominantní fáze). Rietveldova analýza ukazuje na poměr obou sideritových fází cca 7 : 1. Mřížkové parametry dominantní sideritové fáze jsou  $a_0 = 4.6978(2)$ , resp.  $c_0 = 15.4024(7)$  Å, u minoritní fáze bylo zjištěno:  $a_0 = 4.6741(22)$ , resp.  $c_0 = 15.2610(51)$  Å. Dominantní fáze se mřížkovými parametry příliš neodlišuje od obvyklých hodnot, udávaných v literatuře, minoritní sideritová fáze vykazuje poněkud nižší hodnoty u parametru  $c_0$ . Například Anthony et al. (2003b) uvádějí pro siderit rozmezí:  $a_0 = 4.6916 - 4.6935$ , resp.  $c_0 = 15.3796 - 15.3860$  Å.

Elektronová mikroskopie, respektive EDA mapování ukázaly, že siderit ve vzorcích nevykazuje výraznější zonalitu. EDA mikroanalýzy ale ukazují na poměrně značný a velmi variabilní rozsah substituce Fe v sideritu. Většina bodových analýz odpovídá Mg-Ca nebo Mg-bohatém sideritu.

Septárióvé trhliny konkrecí jsou zcela nebo částečně vyplňovány mladší mineralizací. Jedná se především o dvě generace karbonátu s převahou dolomitové složky (Fe-bohatý dolomit). Starší dolomit je tmavě hnědý až černohnědý, mladší dolomit je bílý. V odražených elektrodech je možné v mladším dolomitu pozorovat nevýraznou koncentrickou zonalitu, způsobovanou distribucí Fe. Místa na dolomit nasedají drobné krystaly Mg-bohatého sideritu a poměrně vzácně také ankeritu. V dutinách byl zjištěn kalcit, křemen, baryt, čočkovité krystaly apatitu a drobné kubické krystaly halitu. Posledně uvedený minerál je velmi pravděpodobně evaporátem halinních vod, běžných v OKR. Vzácněji byly na dolomitu pozorovány perleťové lesklé povlaky dickitu a mikroskopické agregáty nerostu ze skupiny chloritů. Chlorit vytváří růžicovité agregáty tabulkovitých krystalů, které zarůstají do dickitu. Povlaky dickitu jsou tvořeny typickými laťkovitě protaženými pseudo-hexagonálními tabulkami. Mřížkové parametry dickitu ( $a_0 = 5.1519(3)$ ,  $b_0 = 8.9443(5)$ ,  $c_0 = 14.4356(6)$  Å,  $\beta = 96.7537(53)^\circ$ ) dobře odpovídají literárním údajům (Anthony et al. 2003a). Příklady nerudných minerálů z trhlín konkrecí jsou na obr. 7.

Baryt vytváří v dutinách jednak poměrně velké krystaly, pak také velmi drobné tabulky, narůstající na sulfidy (obr. 8A, F). Vznik těchto drobných barytových krystalů na povrchu sulfidů může svědčit o změně redoxních podmínek fluid po krystalizaci sulfidů.

Z rudních minerálů jsou v trhlínách přítomny všechny sulfidické minerály, které byly z české části hornoslezské pánve v minulosti popsány. Tvoří většinou dokonale omezené krystaly do velikosti prvních milimetrů. Jedná se zejména o pyrit, markazit, chalkopyrit, sfalerit, galenit, millerit a siegenit. Velmi vzácně byly objeveny fáze, které náležejí do série vaesit-cattierit-pyrit, blízko středního členu. Příklady sulfidických minerálů z trhlín konkrecí jsou na obr. 8.

Dále byly jako nejmladší součást výplně trhlín konkrecí nalezeny látky organického charakteru. Jedná se o kapalné uhlovodíky (ropu) a plastické tmavě hnědé uhlovodíky připomínající asfalt. Pravděpodobně jde o produkty vyššího stupně prouhelňování sedimentů s rozptýlenou organickou hmotou nebo uhelné hmoty samotné. Jejich výzkum nebyl předmětem tohoto článku, ale bude součástí samostatného studia.

Pro měření stabilních izotopů uhlíku a kyslíku byl použit vzorek sideritové základní hmoty konkrece a dolomitu z jeho septárie. Pro siderit byly naměřeny hodnoty  $\delta^{13}\text{C} = 0.77$  ‰ PDB a  $\delta^{18}\text{O} = 19.44$  ‰ SMOW (-11.25 ‰ PDB), pro dolomit  $\delta^{13}\text{C} = -8.15$  ‰ PDB a  $\delta^{18}\text{O} = 20.95$  ‰ SMOW (-9.79 ‰ PDB).

## Diskuse

Za jeden z nejzajímavějších výstupů práce považujeme mapu výskytu pelokarbonátových konkrecí (obr. 6) nad 22. slojí v české části hornoslezské pánve. Náhodné rozložení pozitivních a negativních vrtů, někdy také v těsné blízkosti u sebe, interpretujeme jako v podstatě souvislý výskyt konkrecí. Je totiž jasné, že konkrece netvoří souvislý horizont, takže při relativně malém průměru vrtů není možné vždy konkreci v sedimentu vrtem zastihnout. Vzhledem k nedostatečnému množství údajů z některých oblastí svrchních sušských vrstev, diskutováním v kapitole Geologická situace, však lze konstatovat, že horizont s konkrecemi je vyvinut na velké ploše. Jednalo se tedy o rozsáhlé sladkovodní jezero, jejichž existenci v terestrickém prostředí české části hornoslezské pánve předpokládal například Havlena (1982).

Pokud bychom použili klasifikační systémy pro konkrece (Sellés-Martínez 1996), pak se z hlediska tvaru v horizontu nad 22. slojí jedná převážně o elipsoidální až sférické konkrece. Z hlediska strukturního vztahu k hostitelskému sedimentu jde o synsedimentární a velmi pravděpodobně také o synkompakcionální konkrece. S ohledem na charakter a zonalitu karbonátové matrix konkrecí se nejspíše jedná o konkrece, které vznikaly současným růstem z mnoha krystalizačních zárodků (Raiswell, Fisher 2000). Podle průběhu laminace hostitelského sedimentu (obr. 4) začal proces tvorby konkrecí v nezápevném sedimentu a růst pokračoval i při větší kompakci. Výše uvedené poznatky odpovídají sedimentaci ve vnitřní části centrálního jezera ploché vnitrokontinentální pánve, které popisuje Havlena (1977).

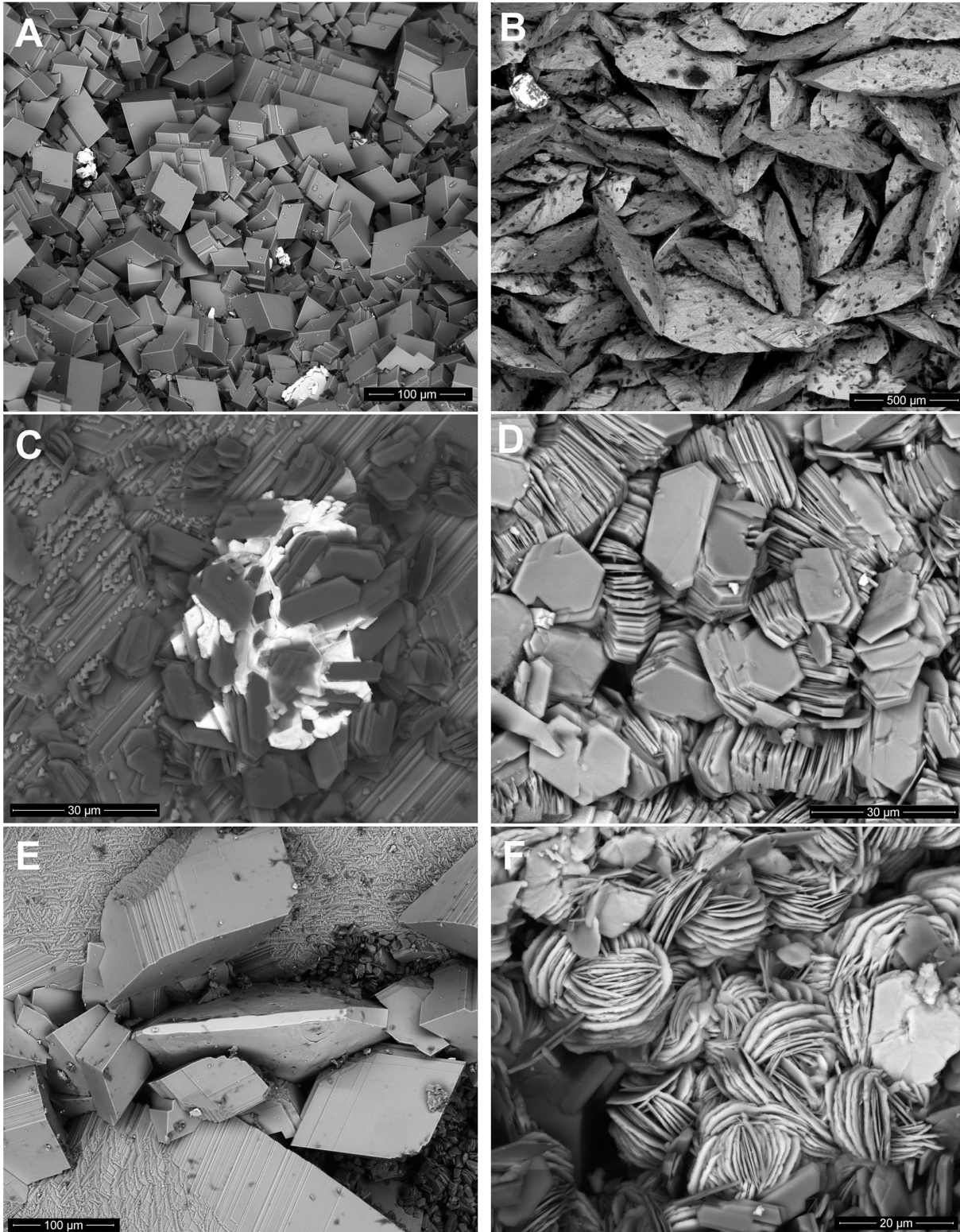
Mineralogické složení konkrecí odpovídá v české části hornoslezské pánve nejběžnějšímu sideritovému typu (Králík 1970). Mineralizace vnitřních septárióvých trhlín je výsledkem mladších nízkoteplotních hydrotermálních procesů. Ty jsou známé nejen z hornoslezské pánve, ale i z přilehlých mořských sedimentů kulmu Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů (např. Kučera et al. 2010).

V české části hornoslezské pánve všechny historické popisy pelokarbonátových konkrecí přisuzovaly vznik septárióvých trhlín procesům spojeným s dehydratací a následným objemovým změnám sedimentu. Moderní literatura tento mechanismus opustila a spekuluje o tahových trhlínách vznikajících při gradientu mezi pórovým tlakem v konkrecích a v okolním sedimentu (Hounslow 1997) nebo o vlivu průchodu seismických vln sedimentem saturovaným vodou (Pratt 2001).

Interpretace výsledků izotopových analýz obou karbonátů je složitá, neboť jsou k dispozici jen ojedinělé srovnávací analýzy karbonátů z OKR (Kučera et al. 2010). Chybí především analýzy karbonátů z matrix pelokarbonátových konkrecí. Při pouhém srovnání obou analýz je pozoruhodný především výrazný rozdíl v  $\delta^{13}\text{C}$  u obou vzorků. Zatímco dolomit z trhlíny je oproti PDB standardu o  $^{13}\text{C}$  poměrně významně ochuzen, základní hmota pelokarbonátu vykazuje uhlík o  $^{13}\text{C}$  mírně nabohacený. Je tedy možné usoudit na to, že uhlík výplně septárióvých trhlín nepředstavuje jednoduchý mobilizát z hmoty pelokarbonátu, ale má jinou genezi. Analýza pelokarbonátu patrně reprezentuje izotopické složení karbonátu, vzniklého frakcionací při diagenetických procesech a analýza výplně septárie reprezentuje izotopické složení hydrotermálního, postsedimentárního produktu. Izotopické složení kyslíku v primárním karbonátu (sideritu) je navíc ovlivněno izotopovým složením vody a její teplotou. Podle studie Curtise et al. (1986) námi zjištěná hodnota odpoví

dá velmi mělkému vzniku kongrecí, řádově nejvíce první desítky metrů. Izotopické složení dolomitu ze septárie je velmi podobné složení dolomitu z puklin pískovců české části hornoslezské pánve, pro které Kučera et al. (2010) uvádějí rozsah 0.4 až -5.2 ‰  $\delta^{13}\text{C}$  PDB, resp. 18.1 až 21.9 ‰  $\delta^{18}\text{O}$  SMOW. Srovnatelné hodnoty lze nalézt také

u žilných karbonátů z kulmu Nížkého Jeseníku (Losos et al. 2001). Ti uvádějí rozsah -9 až -4 ‰  $\delta^{13}\text{C}$  PDB, resp. 11 až 24 ‰  $\delta^{18}\text{O}$  SMOW. Geneze žilných karbonátů Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů však představuje komplikovaný problém vzhledem k jejich různé geologické pozici a povaze vzniku (např. Dolníček et al. 2014).



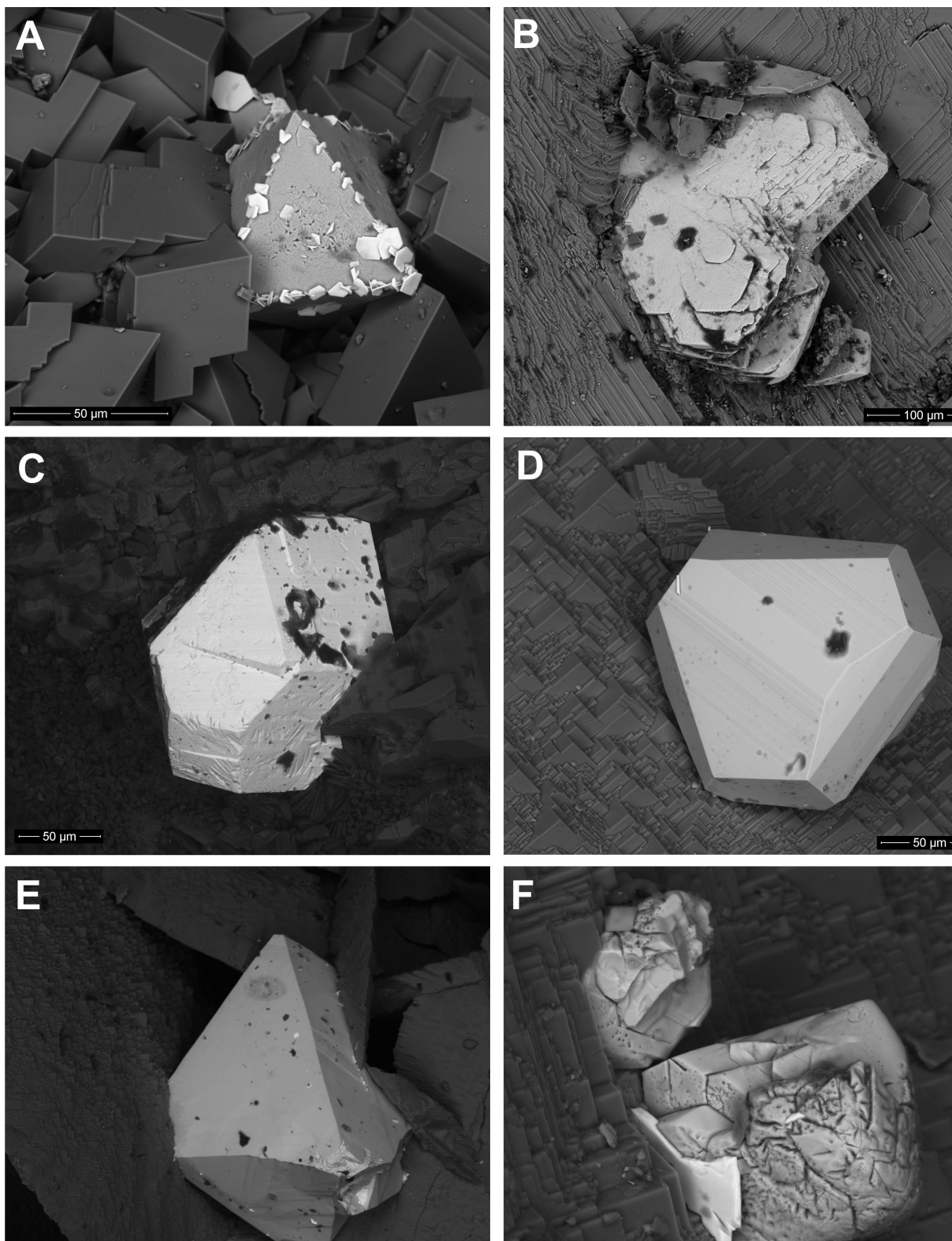
**Obr. 7** Příklady nesulfidických minerálních fází ve výplni trhlin pelokarbonátových kongrecí, zobrazené pomocí zpětně odražených elektronů v SEM. A - romboedrické krystaly dolomitu; B - čočkovité krystaly Mg-Ca sideritu; C - destičky dicalcitu na barytu (bílý) nasedajícím na karbonát blízký dolomitu; D - agregáty pseudo-hexagonálních tabulek dicalcitu; E - čočkovitý krystal apatitu (světlejší) v dolomitu; F - růžicovité agregáty tabulkovitých krystalů minerálu ze skupiny chloritu. Foto D. Matýšek, 2014.



## Závěr

Podařilo se prokázat, že pelokarbonátový horizont, vyskytující se v nadloží slaje 22 (723), představuje poměrně významný litosom náležící do skupiny faunistických horizontů Huberta. Pravděpodobně se vyskytuje na

značné ploše svrchních sušských vrstev v české části hornoslezské pánve, i když v některých oblastech díky nedostatku geologické dokumentace z těžby této slaje to nelze doložit. Horizont dokládá existenci rozsáhlého sladkovodního jezera, v němž nastaly během sedimentace jílovců vhodné podmínky pro vznik diagenetických



**Obr. 8** Příklady sulfidických minerálních fází ve výplni trhlin pelokarbonátových konkréci zobrazené zpětně odraženými elektrony. A - pyritový oktaedr na dolomitu, na hranách krystalu pyritu narůstají bílé tabulky barytu; B - dvojčata markazitu na karbonátu; C - kubooktaedrický krystal galenitu v dickitu; D - sfenoidický krystal chalkopyritu na karbonátu; E - oktaedr siegenitu na Mg-sideritu; F - nedokonale oktaedrické krystaly blíže neurčeného NiCoFe-sulfidu s narůstajícím krystalem barytu (bílý). Foto D. Matýšek, 2014.

sideritových konkrecí.

Samotné konkrece pravděpodobně nevznikaly koncentrickým přirůstáním z jednoho růstového jádra, ale souběžným růstem mnoha krystalizačních zárodků sideritu. Lze předpokládat, že na růstu karbonátových konkrecí v nadloží 22. sloje se podílel metan uvolňovaný bakteriálními pochody z pohřbeného uhlovodného rašeliniště v přímém podloží horizontu. Izotopické složení uhlíku základní hmoty konkrecí odpovídá hodnotám pro pravděpodobný metanogenní původ, výrazněji negativní hodnoty u dolomitu ze septáriových trhlin by měly mít původ z dekarboxylace organické hmoty při hlubším pohřbení sedimentů (Teichmüller, Teichmüller 1985).

Mineralizace vnitřních trhlin konkrecí je druhotná. Její původ je v nízkoteplotních hydrotermálních roztocích, jejichž existence je v hornoslezské pánvi dobře doložena. Konkrece podobně jako dutiny vzniklé křehkou deformací (pukliny a zlomy) fungovaly jako místa, kudy mineralizované roztoky mohly postupovat snadněji než neporušenými aleuropelity karbonátového sedimentárního sledu.

#### Poděkování

Část analytických prací byla finančně podpořena Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy ČR v rámci projektu SGS SP2014/40 "Záznam paleoklimatických oscilací v paralicích sedimentech hornoslezské pánve". Pro výzkum byla využita přístrojová technika Institutu čistých technologií těžby a užití energetických surovin, reg. č. CZ.1.05/2.1.00/03.0082, podporovaného Operačním programem Výzkum a vývoj pro inovace, financovaného ze strukturálních fondů EU a ze státního rozpočtu ČR.

#### Literatura

- Anthony J. W., Bideaux R. A., Bladh K. W., Nichols M. C. (eds.) (2003a) Handbook of Mineralogy. Vol. II, Silica, Silicates, Part I. 1-446, *Mineral Data Publishing, Tuscon*.
- Anthony J. W., Bideaux R. A., Bladh K. W., Nichols M. C. (eds.) (2003b) Handbook of Mineralogy. Vol. V, Borates, Carbonates, Sulfates. 1-813, *Mineral Data Publishing, Tuscon*.
- Aust J., ed. (1997) Odkrytá geologická mapa paleozoika české části hornoslezské pánve 1:100 000. *Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha*.
- Curtis C. D., Coleman M. L., Love L. G. (1986) Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 2321-2334.
- Dolníček Z., Lehotský T., Slobodník M., Hejtmánková E., Grígelová A., Zapletal J. (2014) Mineral-forming and diagenetic processes related to Tertiary hydrocarbon seepage at the Bohemian Massif/Outer Western Carpathians interface: Evidence from the Hrabůvka quarry, Moravia, Czech Republic. *Mar. Petrol. Geol.* 52, 77-92.
- Dopita M. (1959) Jednotný způsob označení uhelných slojí v ostravsko-karvinském revíru. *MS, Sdružení OKD, Ostrava*.
- Dopita M., ed. (1997a) Geologie české části hornoslezské pánve. 1-280, *Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha*.
- Dopita M., Martinec P., Tomis L., Hoch I., Merenda M. (1997b) Karvinské souvrství. In: *Dopita M. (ed.): Geologie české části hornoslezské pánve*. 87-113. *Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha*.
- Folprecht J. (1929) Sférosiderity. *Sbor. Přírodověd. Společ. v Mor. Ostravě* 5, 99-103.
- Gabrhelová P. (2014) Pelokarbonátový horizont nad slojí 723 ve svrchních hrušovských vrstvách české části hornoslezské pánve. *MS, diplomová práce, HGF VŠB -TU Ostrava*.
- Gaebler C. (1894) Über das Vorkommen von Kohlenisenstein in Oberschlesischen Steinkohlenflözen. *Z. Berg- Hütten- u. Salinenwes. Preuss. St.* 42, 157-162.
- Havlena V. (1977) Namurská molasová etapa a středoevropské Variscikum z hlediska poměrů v hornoslezské pánvi. *MS, Doktorská disertační práce, PřF UK Praha*.
- Havlena V. (1982) The namurian deposits of the upper Silesian coal basin. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. příř. Věd* 92, 1-79.
- Hounsloew M. W. (1997) Significance of localized pore pressure to the genesis of septarian concretions. *Sedimentology* 44, 1133-1147.
- Jirásek J., Osovský M. (2012) Millerit a další minerály z pelosideritových konkrecí z dolu ČSA u Karviné (Česká republika). *Acta Mus. Mor., Sci. geol.* 92, 69-75.
- Kotas A. (1995) Lithostratigraphy and sedimentologic -paleogeographic development - Upper Silesian Coal Basin. *Prace Pan. Inst. geol.* 148, 124-134.
- Králík J. (1970) Mineralogy of carbonates from the coal seams of the Ostrava-Karviná district. *Čas. Mineral. Geol.* 15, 313-325.
- Kučera J., Muchez P., Slobodník M., Prochaska W. (2010) Geochemistry of highly saline fluids in siliciclastic sequences: genetic implications for post-Variscan fluid flow in the Moravosilesian Palaeozoic of the Czech Republic. *Int. J. Earth. Sci.* 99, 269-284.
- Losos Z., Hladíková J., Zimák J. (2001) Chemické a izotopické složení karbonátů z hydrotermálních žil v kůlu Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2001*, 154-156.
- Osovský M., Pauliš P. (2013) Fluorapatit ze septáriových puklin pelokarbonátů svrchních sušských vrstev karvinského souvrství (česká část hornoslezské pánve). *Minerál* 21, 225-233.
- Pratt B. R. (2001) Septarian concretions: internal cracking caused by syndimentary earthquakes. *Sedimentology* 48, 189-213.
- 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. London* 157, 239-251.
- Řehoř F., Řehořová M. (1972) Makrofauna uhlonosného karbonu československé části hornoslezské pánve. 1-136, *Profil, Ostrava*.
- Sellés-Martínez J. (1996) Concretion morphology, classification and genesis. *Earth-Sci. Rev.* 41, 177-210.
- Skoček V. (1961) Karbonátové konkrece v uhlonosných sedimentech Ostravsko-karvinské pánve. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.* 28, 309-346.
- Slavík F. (1926-1928) Nerosty karvinských sférosideritů. *Sbor. Přírodověd. Společ. v Mor. Ostravě* 4, 90-93.
- Šusta V. (1932) Dva nové nerosty z karbonických sférosideritů ostravsko-karvinské oblasti. *Věda příř.* 13, 306-307.
- Teichmüller M., Teichmüller R. (1985) Diagenesis of Coal (Coalification). In: *Larsen G., Chilingar G. V. (ed.): Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*. 207-246. *Elsevier, Amsterdam*.