

P-T PODMÍNKY NÁSUNOVÉ DEFORMACE A CHARAKTER GENEROVANÝCH FLUID V HÁDSKO-ŘÍČSKÝCH VÁPENCÍCH NA HÁDECH U BRNA

P-T conditions of thrust deformation and the nature of derived fluids in the Hády-Říčka limestones at Hády near Brno

Marek Slobodník¹, Vratislav Hurai², Marta Pudilová³, Ján Král⁴

¹ Ústav geologických věd, PřF MU Brno, Kotlářská 2, 61137 Brno, ČR; e-mail: marek@sci.muni.cz

² Katedra mineralogie a petrologie, PrF UK Bratislava, Mlynská dolina, pavilon G, Bratislava, SR

³ Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů, PřF UK Praha, Albertov 6, 128 43 Praha, ČR

⁴ Štátní geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava, SR

(24-41 Vyškov)

Key words: Moravian karst, Palaeozoic, quartz-calcite veins, P-T conditions, hydrocarbons

Abstract

Variscan hydrothermal calcite±quartz veins have been investigated by microthermometric and isotopic methods (O, C, Sr). Veins are located in the Hády-Říčka Limestones within a black coloured shear-thrust zone in the Růženin quarry at the Hády Hill. Organic matter in rocks has been transformed and aqueous and organic fluids have been derived by deformation processes and elevated temperature. The coexistence of $\text{CH}_4 \pm \text{CO}_2$ and $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ fluids trapped in fluid inclusions enabled to calculate P-T trapping conditions and formation of hydrothermal phases. Revealed pressure and temperature represent local conditions within shear zone, $T = 130^\circ - 250^\circ\text{C}$, $P = 180-1200$ bar. They exceeding regional parameters as a result of friction within rocks during a deformation event.

Úvod

Již na počátku 60.let byla rozpoznána a dokumentována násunová stavba v paleozoických vápencích na Hádech u Brna (Dvořák – Pták 1963). Od té doby jsou postupně shromažďovány jednotlivé indicie a fenomény ukazující na to, že tento typ stavby, tak jako jej naznačil pro Moravský kras již dříve např. Kettner (1942), je typickým rysem pro oblast celého moravskoslezského paleozoika a nejen pro stavbu Moravského krasu (např. Rajlich 1990). Pohyb příkrovů, tektonických šupin a další tektonické procesy vyvolávají vznik a migraci fluid. Studují se za účelem získání informací o P-T podmínkách deformačních procesů, o způsobech a podmínkách migrace fluid, o interakci fluid a hornin (Gray et al. 1991, Richards et al. 2002) a nebo o historii migrace fluid v předpolích orogenních pásem (Gray et al. 2001, Kirschner – Kennedy 2001).

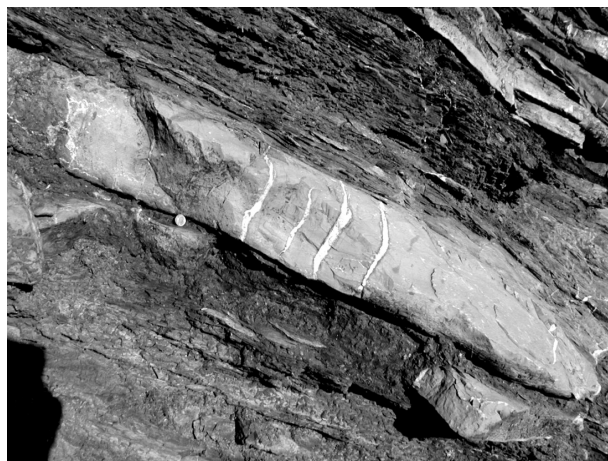
Geologická pozice

Jihojihozápadní svah Hádů s několika propojenými lomy představuje odkryv značných rozměrů. Zastoupené paleozoické horniny patří v drtivé většině hádsko-říčským vápencům líšeňského souvrství se stratigrafickým rozsahem famen-sp.tournai (Zukalová – Chlupáč 1982). Ve svrchním Městském lomu jsou vápence s minimálním zastoupením břidlic, ve spodním Růženině lomu, jsou lavice vápenců střídající se s břidlicemi. V jeho jv. stěně byl popsán násun granitoidů přes hádsko-říčské vápence (Dvořák – Pták 1963). Podél tektonické plochy mezi nimi byly pozorovatelné útržky frasných vilémovických vápenců v tmavé mylonitové zóně a fragmenty bazálních

klastik. Tato střížná zóna (sklon cca 20° k JV) pak probíhá napříč hlavní sv. stěnou Růženina lomu.

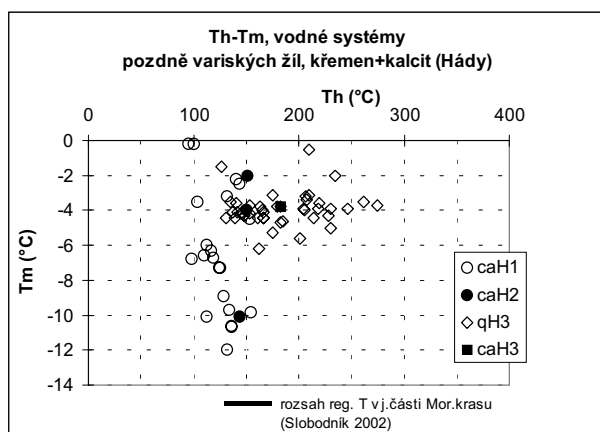
Hydrotermální žíly

Ve všech částech tohoto velkého odkryvu je mnoho hydrotermálních žilek svědčících o intenzivní produkci fluid během variských deformačních fází. Jejich genetická příslušnost k variské tektogenezi je patrná již z jejich strukturální vazby na variské tektonické a deformační prvky. Jsou zde tři hlavní skupiny hydrotermálních žil, jejichž strukturální pozice jsou hlavně kolmo k vrstevním plochám, příp. paralelně s nimi. Vznikají např. jako tahové struktury při mezivrstevním skluzu. První skupina (H1) má regionální



Obr. 1 – Kalcitové žíly s křemenem v hádsko-říčských vápencích, Hády u Brna.

Fig. 1 – Calcite veins with quartz in the Hády-Říčka Limestones, Hády near Brno.



Obr. 2 – Th-Tm diagram fluidních inkluzí s vodným systémem v hydrotermálních kalcitech a křemenech, Hády u Brna.

Fig. 2 – Th-Tm plot of fluid inclusions with the aqueous system in hydrothermal calcite and quartz, Hády near Brno.

charakter. Je tvořena jemnozrnným bílým kalcitem a žíly jsou často jednoduché a krátké. Další typ žil je méně častý, ale na Hádech je běžný v rámci tmavé střížné zóny. Tyto žíly (H2) mají méně pravidelný tvar, častěji jsou v pozicích paralelně s vrstevnatostí a jsou tvořeny růžovým kalcitem. Obvykle je patrná vláknitá struktura kalcitu. Třetí typ žil (H3) je mladší než H2 a je soustředěn pouze na tmavou střížnou zónu ve vápencích (obr. 1). Tyto žíly mají typickou pozici kolmo na vrstevnatost v kompetentnějších lavicích vápenců mezi polohami břidlic. Jsou tvořeny až idiomorfními krystaly křemene a jemnozrnným bílým kalcitem i s vláknitou strukturou. V křemenech je patrná (i makroskopicky) přítomnost tmavé organické hmoty, která se často soustřeďuje na centrální části křemených krystalů, v okrajových zónách jsou pevné inkluze kalcitu.

Izotopová data

Izotopové složení uhlíku v žilných kalcitech a v matrix okolních hornin je prakticky stejné (tab. 1). Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ se pohybují mezi $-0,2$ a $+1,2$ ‰ PDB. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ jsou u kalcitů o něco nižší než u hornin, avšak u křemene jsou stejné jako v okolním vápenci, a pohybují se v úzkém rozsahu $+24,5$ až $+25,2$ ‰ SMOW. Totéž platí i pro hodnoty poměru $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (tab. 1) u horniny a kalcitů.

Studium fluidních inkluzí

Fluidní inkluze ve větším počtu a vhodné pro studium byly v kalcitech ze žil H1 (caH1) a křemenech ze žil H3 (qH3). Kalcity žil H2 a H3 obsahují velmi málo nebo velmi malé inkluze, které nebylo možné ve větším rozsahu zkoumat.

Kalcit - caH1

Podle eutektických teplot (T_e) mezi $-35,5^\circ$ a $-48,8^\circ\text{C}$ je možné odhadovat, že v inkluzích je uzavřen vodný systém s komplexnějším souborem chloridů $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}(\pm\text{Mg}\pm\text{Fe})$ (Borisenko 1977, Davis et al. 1990) a podle teplot tání ledu (T_m led = $-0,2$ až $-12,0^\circ\text{C}$) mají fluida salinity mezi 0,4 a 16 hm% ekv. NaCl (Bodnar 1993). Teploty homogenizace (Th) se nejčastěji pohybují mezi 100 až 150°C (obr. 2).

Kalcit - caH2

V růžových kalcitech mohlo být studováno jen několik inkluzí. Tyto uzavírají vodný systém podobného složení jako caH1. T_m led je mezi -2°C a $-10,2^\circ\text{C}$ a ukazují na salinitu 3,4 až 14,1 hm. % ekv. NaCl a $T_h = 143-151^\circ\text{C}$.

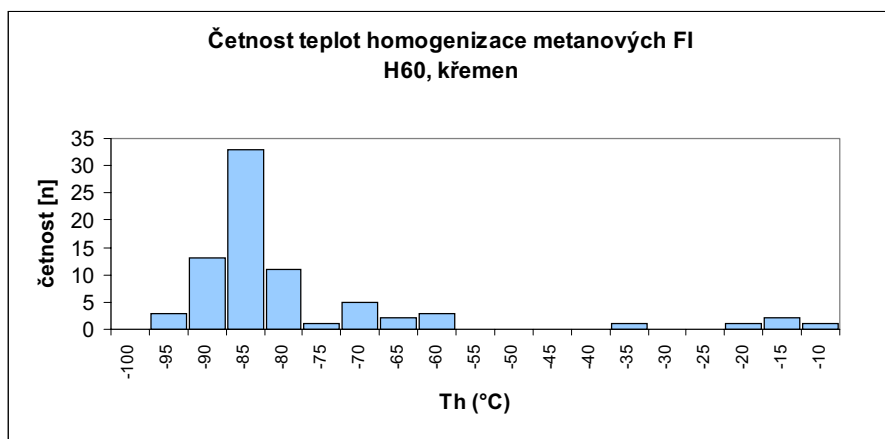
Křemen - qH3

V křemenech byla zjištěna koexistence jednofázových plyných inkluzí $\text{CH}_4\pm\text{CO}_2$ a dvoufázových inkluzí s vodnými fluidy typu $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Inkluze tvoří malé nepravidelné shluky nebo krátké řady, příp. jsou solitérní. Přednostní uspořádání inkluzí s jedním fluidním systémem

označ.vz.	minerál	$\delta^{13}\text{C}$ PDB ‰	$\delta^{18}\text{O}$ PDB ‰	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW ‰	pozn.
HL-0r1	vápenec	1,21	-5,50	25,20	tmavě šedý
HL-0r2	vápenec	-0,11	-5,96	24,80	tmavě šedý
HL-0r3	vápenec	0,51	-6,16	24,60	tmavě šedý
HL 36r	vápenec	1,19	-6,26	24,50	tmavě šedý s růž. ca
HL 46r	vápenec	-0,16	-6,04	24,70	tmavě šedý s růž. ca
H60ar	vápenec	0,30	-9,70	20,90	tmavě šedý
H60r	vápenec	1,10	-9,50	21,20	šedo černý
H60a	kalcit	0,20	-9,80	20,90	bílý ca s krystaly q
H60	kalcit	0,60	-13,00	17,50	bílý ca s krystaly q
HL 46	kalcit	-0,08	-12,11	18,40	růžový ca
HL 48	kalcit	0,36	-11,36	19,20	růžový ca
HL 51	kalcit	0,39	-12,71	17,80	růžový ca
HL 44	kalcit	0,63	-10,60	20,00	růžový a bílý ca
HL 43	kalcit	0,51	-11,88	18,70	růžový ca
HL 36	kalcit	0,62	-10,73	19,90	růžový ca
HL 49	kalcit	0,57	-12,34	18,20	růžový a bílý ca
H 60	křemen		-6,21	24,50	
H 60a	křemen		-5,53	25,20	
H 64	křemen		-5,92	24,80	
		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$			
H60a	kalcit	0,707789			variský, asoc. ca+q
HL39	kalcit	0,708243			variský, bílý
HL48	kalcit	0,708638			variský, růžový
M-vr	vápenec	0,708206			frasn

Tab. 1 – Izotopické údaje z hydrotermálních minerálů.

Tab. 1 – Isotopic data from hydrothermal minerals.



Obr. 3 – Histogram teplot homogenizace metanových inkluzí v hydrotermálních křemenech, Hádý u Brna.

Fig. 3 – Frequency of homogenization temperatures of methane inclusions in hydrothermal quartz, Hádý near Brno.

do určitých řad nebo shluků nebyla zjištěna. Taková koexistence umožňuje přímý výpočet P-T podmínek uzavření fluid, protože vzájemná rozpustnost vody a metanu je i při vysokých teplotách velmi nízká (např. Krader–Franck 1987). Proto minimální homogenizační teplota inkluzí vodného systému představuje teplotu, kdy došlo i k zachycení metanu z nemísitelného fluida. Metanové inkluze (3–15 μm) poměrně často homogenizovaly na plyn. Nejčastější homogenizační teploty metanu ($T_h\text{CH}_4$) se pohybovaly v rozsahu -95 až -82°C (obr. 3). Výskyt teplot nad kritickou hodnotou metanu ($-82,6^\circ\text{C}$) svědčí o přítomnosti dalších lehkých uhlovodíků ve fluidech. V několika inkluzích byla potvrzena přítomnost CO_2 s teplotou tání pevné fáze CO_2 ($T_m\text{CO}_2$) mezi -89° a -110°C .

Inkluze (2–13 μm) uzavírající vodný systém $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}\pm\text{Mg}, \text{Fe}$ ($T_m = -21$ až -39°C) vykazují salinitu v poměrně úzkém rozsahu 5,1 až 7,8 hm. % ekv. NaCl (většina T_m led = $-3,1$ až $-5,0^\circ\text{C}$). Teploty homogenizace mají nejvíce v rozmezí 126 až 246°C (obr. 2) a odpovídají teplotám zachycení. Pro výpočet tlakových podmínek zachycení fluid byly použity údaje dvojice sousedících inkluzí s vodným a metanovým systémem (tab. 2) a program Flincor (Brown 1987) s použitím stavové rovnice (Holloway 1977). Údaje o tlaku fluid v okamžiku zachycení vykazují rozptyl 182 – 1201 bar (obr. 4).

Interpretace a diskuse

Mikrotermometrická data z inkluzí v kalcitech regionálně rozšířených žil H1 a H2 ukazují na jejich teploty

ThH ₂ O	ThCH ₄	V	P	typ homogenizace
$^\circ\text{C}$	$^\circ\text{C}$	cm^3/mol	bar	V - plyn, L - kapalina
208,0	-90,0	222,0	182,0	Th - V
142,0	-84,5	154,0	222,0	Th - V
153,0	-84,3	151,0	235,0	Th - V
228,0	-84,6	155,0	282,0	Th - V
147,0	-84,3	151,0	231,0	Th - V
201,0	-96,0	55,8	1201,0	Th - L
163,0	-87,0	186,0	194,0	Th - V
183,0	-86,0	174,0	221,0	Th - V
210,0	-89,8	61,5	1003,0	Th - L
206,0	-86,6	181,0	225,0	Th - V

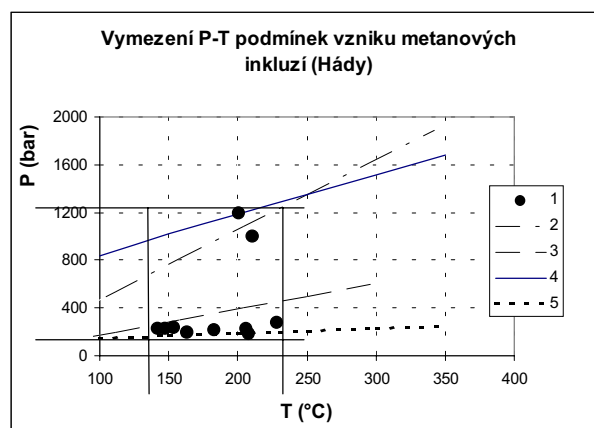
Tab. 2 – Vypočtené fyzikální parametry (V, P) metanových inkluzí.

Tab. 2 – Calculation of physical parameters (V, P) of methane inclusions.

Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2003, Brno 2004

vzniku 120 – 170°C a $P = 450$ – 880 bar, s hloubkou vzniku mezi $1,6$ a $3,2$ km a představují regionální podmínky (Slobodník et al., předloženo do tisku). Teplotní parametry metamorfózy jsou ve shodě s výsledky studií, které byly postaveny na indexu krystalinity illitu (transformace smektit/illit) nebo odraznosti organické hmoty (Franců et al. 1999, Kumpera – Martinec 1995). Podle těchto metod je rozsah teplot, které ovlivnily horniny, 130 – 170°C v j. části Moravského krasu.

Údaje, které poskytlo studium inkluzí v minerálech žil H3, zřetelně ukazují, že minerály vznikaly za vyšších než regionálních teplotních podmínek od 130° do 250°C a tlaky kolísaly v rozmezí 180 – 1200 bar. Tento rozsah však přesahuje, při použití termobarického gradientu $46^\circ/\text{km}$ (Střelcová et al. 1997), jak tlak hydrostatický tak i litostatický (obr. 4). Nejvyšší tlaky fluid snižují efektivní napětí v horninách, což vede ke vzniku hydraulických trhlin. Indicie takových struktur podobných brekcíím jsou však na některých



Obr. 4 – P-T data metanových fluidních inkluzí a podmínky vzniku syntektonických žil H3 během sunutí tektonických šupin, Hádý u Brna. Legenda: 1 – P-T projekce metanových inkluzí, 2 – termobarický litostatický gradient, 3 – termobarický hydrostatický gradient, 4 – izochora pro $T_h\text{CH}_4 = -96^\circ\text{C}$, 5 – izochora pro $T_h\text{CH}_4 = -90^\circ\text{C}$.

Fig. 4 – P-T data of methane inclusions and precipitation conditions of syntectonic veins H3 during movement of thrust sheets, Hádý near Brno. Legend: 1 – P-T data of methane inclusions, 2 – lithostatic thermobaric gradient, 3 - hydrostatic thermobaric gradient, 4 – isochore for $T_h\text{CH}_4 = -96^\circ\text{C}$, 5 – isochore for $T_h\text{CH}_4 = -90^\circ\text{C}$.

vzorcích zaznamenány (např. mikrobrekcie tvořené ostrohranými úlomky hornin, síť jemných přímých žilek). Nejnižší vypočítané tlaky fluid jsou nižší než hodnoty hydrostatického tlaku. Takové podhodnocení může být způsobeno přítomností lehkých uhlovodíků, případně periodickým vznikem podtlaku při opakovaném otvírání tahových puklin. Výplně žil vznikaly podle mechanismu crack-and-seal (Ramsay 1980), což je zřetelné z vláknité struktury kalcitu. Postupné otvírání v podmínkách křehce-duktilní deformace je v souladu s dosaženými P-T podmínkami a orientací a tvarem struktur. Udržení podtlaku po určitou dobu by bylo možné při zastavení tenzní deformace a při neměnicím se objemu vytvořeného prostoru trhliny v lavici vápence. Vrstvy vápence se střídají s plastickými břidlicemi, které pak utěsňují vytvořené žíly.

Uzavřený prostor žil představuje uzavřený geochemický systém. Tento model vzniku je podporován izotopickým složením C, O a poměrem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, které jsou velmi blízké pro okolní horninu i hydrotermální minerály. K tomu dochází při intenzivní interakci fluid s okolní

horninou při nízkém poměru fluida/hornina („rock-buffered fluid“, Gray et al. 1991, Abart – Ramseyer 2002). Fluida a jejich komponenty byly tedy mobilizovány z bezprostředního horninového okolí žil.

Produkce metanu je v poloze intenzivní střížné deformace v souladu s jejími P-T podmínkami, které odpovídají zóně metanu, vyšší zóně ropného okna (Tissot – Welte 1984), kterými prošly horniny ve střížné zóně bohaté na organickou hmotu během pozdně variské tektogeneze.

Závěr

Žíly H3 vzhledem k regionálně rozšířeným žilám typu H1 představují lokální podmínky deformace v rámci střížné-násunové zóny, kde docházelo ke zvýšení teploty nad regionální úroveň v důsledku frikčního tepla. Přínos teplejších fluid z hloubky se nedá předpokládat, protože fluida představují uzavřený geochemický systém s intenzivní interakcí s okolními horninami.

Literatura:

- Abart, R. – Ramseyer, K. (2002): Deformation induced quartz-fluid oxygen isotope exchange during low-grade metamorphism: an example from the Glarus thrust, E Switzerland. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 82, 291–302.
- Borisenko, A.S. (1977) Study of salt composition of fluid inclusions in minerals using cryometric technique. – Geol. Geofiz. 8, 16–27.
- Davis, D.W. – Lowenstein, T.K. – Spencer, R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grow halite crystals in the system NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. – Geochim. Cosmochim. Acta, 54, 591–601.
- Dvořák, J. – Pták, J. (1963): Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu. – Sbor. geol. Věd, Geol., 3, 49–77. Praha.
- Franců, E. – Franců, J. – Kalvoda, J. (1999): Illite crystalinity and vitrinite reflectance in Paleozoic siliciclastics in the SE Bohemian Massif as evidence of thermal history. – Geol. Carpath., 50, 5, 365–372. Bratislava.
- Gray, D.R. – Gregory, R.T. – Durney, D.W. (1991): Rock-buffered fluid-rock interaction in deformed quartz-rich turbidite sequences, Eastern Australia. – J. Geophys. Research, 96, 19681–19704.
- Gray, E.B. – Anastasio, D.J. – Holl, J.E. (2001): Synorogenic crustal fluid infiltration in the Idaho-Montana Thrust Belt. – Geoph. Res. Lett., 28, 22, 4295–4298.
- Holloway, J.R. (1977): Fugacity and activity of molecular species in supercritical fluids. – In: Fraser, D.G. (ed.): Thermodynamics in Geology, 161–182.
- Kettner, R. (1942): Nové pojetí tektonické stavby Moravského krasu. – Věda přírodní, 21, 2, 33–40. Praha.
- Kirschner, D.L. – Kennedy, L.A. (2001): Limited syntectonic fluid flow in carbonate-hosted thrust faults of the Front Ranges, Canadian Rockies, inferred from stable isotope data and structures. – J. Geophys. Res., 106, B5, 8827–8840.
- Krader, T. – Franck, E.U. (1987): The ternary systems H₂O-CH₄-NaCl and H₂O-CH₄-CaCl₂ to 800 K and 250 MPa. – Ber. Bunsenges. Phys. Chem., 91, 627–634.
- Kumpera, O. – Martinec, P. (1995): The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic basin. – J. Czech Geol. Soc., 40, 1–2:47–64. Prague.
- Rajlich, P. (1990): Strain and tectonic styles related to Variscan transpression and transtension in the Moravo-Silesian Culmian basin, Bohemian Massif, Czechoslovakia. – Tectonophysics, 174, 351–357.
- Ramsay, J.G. (1980): The crack-seal mechanism of rock deformation. – Nature, 284, 135–139.
- Richards, I.J. – Connely, J.B. – Gregory, R.T. – Gray, D.R. (2002): The importance of diffusion, advection and host-rock lithology on vein formation: a stable isotope study from the Paleozoic Ouachita orogenic belt, Arkansas and Oklahoma. – Geol. Soc. Amer. Bull., 114, 11, 1343–1355.
- Slobodník, M. – Muchez, Ph. – Král, J. – Keppens, E. (submitted): Variscan veins in the Moravian karst (Czech Republic): record of fluid circulation and Late Variscan tectonothermal events. – Sediment. Geology.
- Střelcová, E. – Franců, J. – Poelchau, H.S. (1997): Model tepelné historie paleozoika Konicka na základě odraznosti vitrinitu. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r.1996, 4, 83–85. Brno.
- Tissot, B.P. – Welte, D.H. (1984): Petroleum formation and occurrence. Heidelberg, New York, Springer Verlag, 699 pp.
- Zukalová, V. – Chlupáč I. (1982): Stratigrafická klasifikace nemetamorfovaného devonu moravskoslezské oblasti. – Čas. Mineral. Geol., 27, 3, 225–241. Praha.