ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXXII (2007): 143–150, 2007

TŘI GENETICKY ROZDÍLNÉ TYPY GRANÁTOVCŮ Z HLINSKÉ ZÓNY A POLIČSKÉHO KRYSTALINIKA

THREE GENETICALLY DIFFERENT TYPES OF GARNET-RICH ROCKS FROM HLINSKO ZONE AND FROM POLIČKA CRYSTALLINE COMPLEX

DAVID BURIÁNEK & JIŘÍ OTAVA

Abstract

Buriánek, D., Otava, J., 2007: Tři geneticky rozdílné typy granátovců z hlinské zóny a poličského krystalinika – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 92, 143–150.

Three genetically different types of garnet-rich rocks from Hlinsko Zone and from Polička Crystalline Complex

The garnet-rich rocks are spatially associated with two metamorphosed volcano-sedimetary complexes at the eastern border of the Bohemian Massiv (Polička Crystalline Complex and Hlinsko Zone). The studied rocks represent three genetic types, which are produced by different metamorphic reactions and from chemically different protolites. Garnet-rich rocks from Hlinsko Zone are interpreted as Fe or Fe–Mn rich sediments metamorphosed under medium temperature (about 400–500 °C) and low pressure (below 4 kbar). On the other hand rock from Polička Crystalline Complex represent Fe rich metamorphic rocks (PT condition about 600 °C and 6 kbar) partially modified by metasomatism.

Key words: Hlinsko Zone, Polička Crystalline Complex, garnet-rich rocks, metamorphism

David Buriánek, Jiří Otava, Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 658 59, Brno, Czech Republic; e-mail: burianek@cgu.cz; otava@cgu.cz

1. Úvod

Jako granátovec (granátit) se označuje hornina složená převážně z granátu (PETRÁNEK *et al.* 1983). Poměrně často se vyskytují jako až několik dm mocné polohy ve skarnech. Na východním okraji Českého masivu se podařilo objevit tři geneticky odlišné typy těchto hornin. Ve všech případech jde o vzorky v nichž najdeme polohy obsahující 78–94 mod. % granátu.

2. Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca Camebax SX-100, (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Společné pracoviště Ústavu geologických věd PřF MU a České geologické služby). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm, proudu svazku 20 nA, načítací čas 10–20 sekund, operátor R. Čopjaková. Jako standardu bylo užito (Ka X-ray linie): Si, Al – sanidin, Mg – olivín, Fe – almandin, Ca – andradit, Mn – rhodonit, Ti – Ti-hornblend, Cr – chromit, Na – albit, K – ortoklas, P – apatit, F – topaz, Cl – vanadinit, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu , Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (POUCHOU a PICHOIR 1985).

Použité zkratky minerálů jsou podle KRETZE (1983). Krystalochemické vzorce granátu jsou přepočteny na 12 kyslíků (Fe^{3+} bylo dopočteno podle stechiometrie). Biotit je přepočten na 22 kyslíků, apatit na 13 kyslíků a ilmenit na 6 kyslíků ve vzorcové jednotce.

Při výpočtech vrcholných PT podmínek metamorfózy pro minerální asociace studovaných hornin byl použit program THERMOCALC 2.7. Aktivitní koeficienty byly vypočteny programem AX (HOLLAND a POWELL 1998).

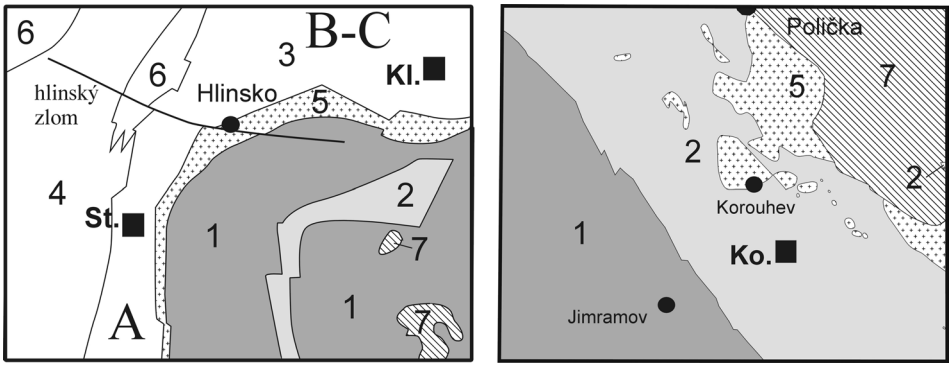
3. Geologická pozice a petrografický popis

Granátovce tvoří izolované drobné výskyty, jejichž vznik je zapříčiněn lokálními specifickými podmínkami během sedimentace a/nebo metamorfózy. Byly popsány dvě lokality situované v hlinské zóně a jedna lokalita ležící v poličském krystaliniku (obr. 1).

Hlinská zóna

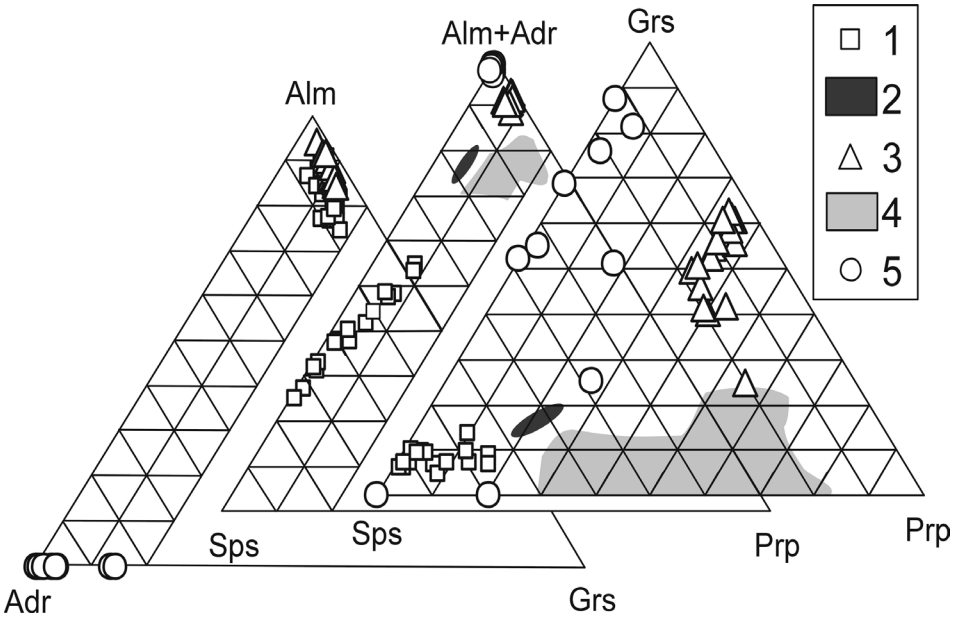
(1) Granátovec z lokality Stružinec (vítanovské souvrství) pochází z odvodňovací rýhy poblíž opuštěných dolů na železnou rudu u hajovny Ruda, sv. od obce. Hematit-magnetitové zrudnění bylo patrně vázáno na amfibolity uzavřené v paleoryolitech (albitických porfyroidech) poblíž kontaktu s horninami nasavrckého plutonu. Toto ložisko bylo těženo v první polovině 19. století (VODIČKA 1962). Samotné vulkanosedimentární vítanovské souvrství je nověji považováno (MRÁZOVÁ a OTAVA 2006) za víceméně samostatný celek hlineckého paleozoika a proterozoika (viz obr. 1.)

Granátem bohaté polohy byly nalezeny izolovaně, a proto není možné určit přesný charakter zrudnění. Studovaný vzorek je tvořen polohami a čočkami bohatými granátem (70–90 mod. %). Granát (obr. 2) je chemicky poměrně homogenní a blíží se čistému andraditu (Adr_{84-99} Grs_{0-14} Sps_{1-2} Prp_{0-1}). Společně s xenomorfními zrny granátu se v malém množství vyskytují hypautomorfní magnetit a drobně lupenitý hematit. Magnetit je poměrně čistý



Obr. 1. Schéma geologických jednotek listu 1:25 000 vlevo Hlinsko 13-444 (MRÁZOVÁ *et al.* 2005) a vpravo Jedlová 24-112 (BURIÁNEK *et al.* 2006) s lokalizací výskytu granátovců: St. – lokalita granátovce Stružinec, Kl. – lokalita granátovce Kladno, Ko. – lokalita granátovce Korouhev. 1 svratecké krystalinikum, 2 poličské krystalinikum, 3 hlinské paleozoikum a proterozoikum, A vítanovské souvrství, B–C hlinecko-rychmburské a mrákotínské souvrství, 4 železnohorský pluton, 5 intruze v poličském krystaliniku, 6 nasavrcký plutonický komplex, 7 Česká křídová pánev, orlicko-žďárský vývoj.

Fig. 1. Sketch of geological units at the map sheet 1:25 000 left Hlinsko 13-444 (MRÁZOVÁ *et al.*) and on the right Jedlová with localisation of garnetites: St. – garnet-rich rocks site Stružinec, Kl. – garnet-rich rocks site Kladno, Ko. – garnet-rich rocks site Korouhev. 1 Svratka crystalline unit, 2 Polička crystalline unit, 3 Hlinsko Palaeozoic and Proterozoic, A Vítanov formation, B–C Hlinsko-Rychmburk and Mrákotín formations, 4 Železné hory Pluton, 5 Intrusions in the Polička crystalline unit, 6 Nasavrky Plutonic complex, 7 Czech Cretaceous Basin, Orlice – Žďár development.



Obr. 2. Ternární diagramy Alm–Adr–Grs, Alm + Adr–Sps–Prp, Grs–Sps–Prp pro granáty z granátovců a hornin v jejich okolí z lokality Kladno: granátovec (1) a chloritoidová břidlice (2), granátovec z lokality Korouhev (3), ruly poličského krystalinika (4), granátovec z lokality Stružinec (5).

Fig. 2. Ternary plots Alm–Adr–Grs, Alm + Adr–Sps–Prp, Grs–Sps–Prp for garnet from garnet-rich rocks and surrounding rocks from locality Kladno: garnet-rich rock (1) and chloritoide schist (2), garnet-rich rock from locality Korouhev (3), gneisses from Polička Crystalline Unit (4), garnet rich rock from locality Stružinec (5).

(TiO_2 = 0,02–0,06 hm. %; MnO = 0,13–0,17 hm. %). Prostor mezi těmito zrny vyplňuje jemnozrnný křemen. Granátické čočky a polohy jsou obklopeny horninou složenou z magnetitu, křemene a epidotu. V malém množství bývá přítomen bezbarvý amfibol. Epidot s 31–36 % pistacitové komponenty tvoří drobná xenomorfní zrna, která srůstají s magnetitem.

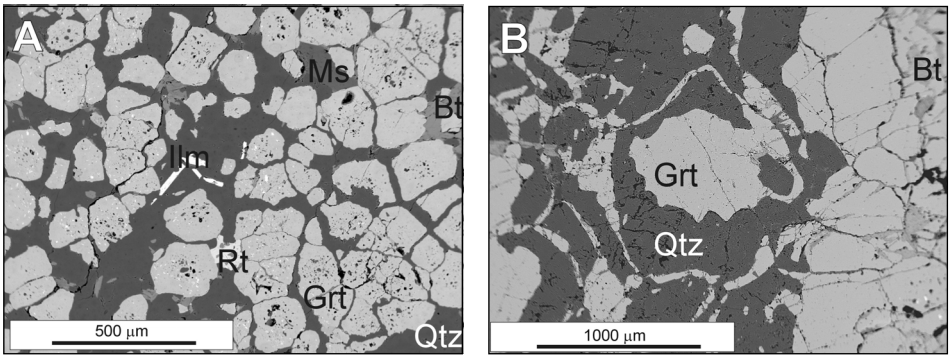
(2) Granátovec z lokality Kladno v hlinské zóně je odkryt v opuštěném stěnovém lomu ležícím asi 1 km sz. od obce Kladno, v údolí potoka Raná. Vystupují zde metasedimenty (chloritoidové břidlice) mrákotínského souvrství (silur, llandovery), které obsahují vrstvy a čočky kvarcitů a granátovců. Důležitou okolností může být pozice těsně při tektonickém kontaktu s flyšovým hlinecko-rychmburským souvrstvím.

Granátovec tvoří polohu o mocnosti od několika cm do několika dm. V této hornině převažují izometrická až 0,1–0,4 mm velká zrna granátu (Alm_{22-51} Prp_{1-8} Sps_{36-71} Grs_{3-8} Adr_{1-4}). Zrna granátu vykazují většinou zřetelnou zonálnost, která je charakterizována poklesem Sps a Grs komponenty směrem k okrajům a naopak vzrůstem Alm a Prp ve stejném směru. Většina zrn granátu obsahuje ve střední části hojné inkluze křemene (obr. 3A). V podstatně menší míře jsou zastoupeny inkluze ilmenitu a biotitu. Okrajové partie granátu, které jsou bohaté na Alm složku inkluze neobsahují. Granát tvoří 60 až 80 mod. % horniny. Pokud zrna zarůstají do slíd bývají omezena více méně automorfně. Prostor mezi nimi je převážně vyplněn xenomorfním křemenem, někdy směsí slíd (biotit převažuje nad muskovitem). Muskovit tvoří společně s biotitem až 0,5 mm dlouhé lupínky. Biotit chemicky odpovídá flogopitu (Fe/(Fe + Mg) = 0,43; Al^{IV} = 2,5 apfu). Často je částečně zatlačován chloritem. Chlorit však tvoří také samostatné lupínky, jejichž chemické složení odpovídá v Melkově (1965) klasifikaci ripidolitu a chamozitu (Fe/(Fe + Mg) = 0,40–0,67; Si = 5,2–5,7 apfu). Lupínky muskovitu mají poměrně homogenní chemické složení (Si = 6,15–6,17 apfu). Ilmenit

(ilmenitová složka 74–78 %, pyrofanitová složka 18–26 %) tvoří až 0,1 mm dlouhé lišty uzavřené v křemeni. Xenomorfní zrna rutilu v sobě často uzavírají drobné inkluze biotitu (Fe/(Fe + Mg) = 0,38; Al^{IV} = 2,4 apfu). Jako hojná akcesorie se zde vyskytuje hypautomorfní až xenomorfní apatit (Mn = 0,04 apfu; Fe = 0,01–0,02 apfu). Teploty metamorfózy pro tlak 4 kbar 433–435 °C vypočtené granát-ilmenitovým termometrem (Pownceby *et al.* 1991) a 370–423 °C granát-biotitovým termometrem (Bhattacharya *et al.* 1992), jsou více než o 100 °C nižší než uvádí pro metapelity hlinské zóny Pitra a Guiraud (1996).

Okolní horninou jsou drobnozrnné chloritoidové břidlice s porfyroblasty granátu (tab. 1) a chloritoidu. Izometrická zrna granátu (Alm_{71-76} Prp_{5-6} Sps_{14-19} Grs_{4-5} Adr_{0-1}) jsou až 0,2 mm velká. Zonálnost je nevýrazná a směrem k okrajům mírně ubývá Sps a naopak roste zastoupení Alm. Chloritoidy (Mg/(Mg + Fe) = 0,12–0,13; Mn = 0,05–0,06 apfu) tvoří až 0,5 mm dlouhé automorfní až hypautomorfní sloupce. Mohou v sobě uzavírat xenomorfně omezené inkluze křemene a drobné lišty ilmenitu. Jemnozrnná základní hmota je tvořena xenomorfním křemenem, drobnými lupínky muskovitu a chloritu. Běžným akcesorickým minerálem je i zde ilmenit (ilmenitová složka 95–96 %, pyrofanitová složka 4–5 %). Chlorit je chemicky poměrně homogenní a odpovídá v Melkově klasifikaci (1965) thuringitu (Fe/(Fe + Mg) = 0,61–0,62; Si = 5,0–5,1 apfu). Drobné lupínky muskovitu obsahují 6,1–6,2 apfu Si. Vzhledem k tomu, že minerální asociace (Cld + Ms + Chl + Grt + Ilm) neumožňuje určit přesné hodnoty tlaku, byla programem THERMOCALC 2.7. vypočtena teplota jejího vzniku (pro tlak 4 kbar a složení fluid $(H_2O + CO_2)/H_2O$ = 0,9 je to kolem 525 ±10 °C).

Granátovec se od okolních hornin liší také chemickým složením. Obsahuje vyšší obsahy MnO (11,8 hm. %), Fe_2O_{3tot} (15,9 hm. %), CaO (2,3 hm. %) a nižší obsahy K_2O (0,7 hm. %) než okolní chloritoidová břidlice (MnO = 0,3 hm. %, Fe_2O_{3tot} = 8,6 hm. %, CaO = 0,2 hm. %, K_2O = 4,2 hm. %).



Obr. 3. Typické struktury granátovců (BSE – obrázek): A – xenomorfně až hypautomorfně omezená zrna granátu lemovaná křemenem z lokality Kladno; B – atolovité granáty z lokality Korouhev.

Fig. 3. Typical textures of garnet-rich rocks (BSE – image): A – anhedral to subhedral garnet grains rimmed by quartz from locality Kladno; B – atoll garnet from locality Korouhev.

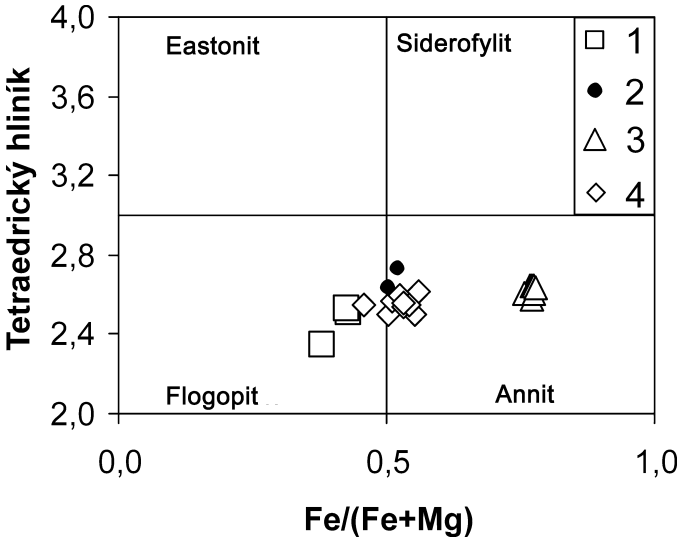
Poličské krystalinikum

(3) Poslední studovaná lokalita leží v poličském krystaliniku jižně od obce Korouhev na hromadnici uprostřed polí. Granátovec tvoří střed sekreční čočky křemene o průměru kolem 25 cm, která byla nalezena v rulách nedaleko jejich kontaktu s tělesem amfibolitů. Střed sekreční čočky se skládá z automorfního až hypautomorfního granátu. Prostor mezi zrny granátu je vyplněn biotitem, nebo křemenem. Časté jsou atolové granáty (obr. 3B).

Granáty (obr. 2) mají nevýraznou difuzní zonálnost, Mn na okraji zrna mírně stoupá a Ca klesá (Alm_{81-85}, Prp_{5-8}, Sps_{1-3}, Grs_{4-11}, Adr_{1-3}). Mnohdy se v centrální části granátu svým složením blíží granátu z okolních dvojslídných rul. Biotit chemicky odpovídá

annitu (Fe/(Fe + Mg) = 0,76–0,78; Al^{IV} = 2,58–2,65 apfu). Ilmenity (ilmenitová složka 98–99 %, pyrofanitová složka 1–2 %, geikielitová složka 0–1 %) tvoří drobné tlustě až tence tabulkovité krystalky o délce až 20 μm. Některá zrna granátu obsahují velmi hojné drobné ilmenitové inkluze. Pomocí granát-biotitového termometru (BHATTACHARYA *et al.* 1992) byly pro střední část zrn zjištěny teploty 600–710 °C pro tlak 5 kbar a pro okraje zrn byly při stejném tlaku vypočteny teploty 655–570 °C. Podobné hodnoty byli získány pro okraje zrn pomocí granát-ilmenitového termometru (POWNCEBY *et al.* 1991) při tlaku 5 kbar byla vypočtena teplota 609–621°C.

Okolní ruly obsahují granáty s nižším obsahem Ca a vyšším obsahem Mn a Mg (Alm_{66-79} Prp_{10-14} Sps_{6-18} Grs_{0-2} Adr_{0-2}). Také biotity v rulách (obr. 4) mají vyšší obsahy Mg (Fe/(Fe + Mg) = 0,46–0,56; Al^{IV} = 2,50–2,62 apfu). Ruly v okolí Korouhve indikují PT podmínky 640 ± 30 °C a 5,7 ± 1,2 kbar.

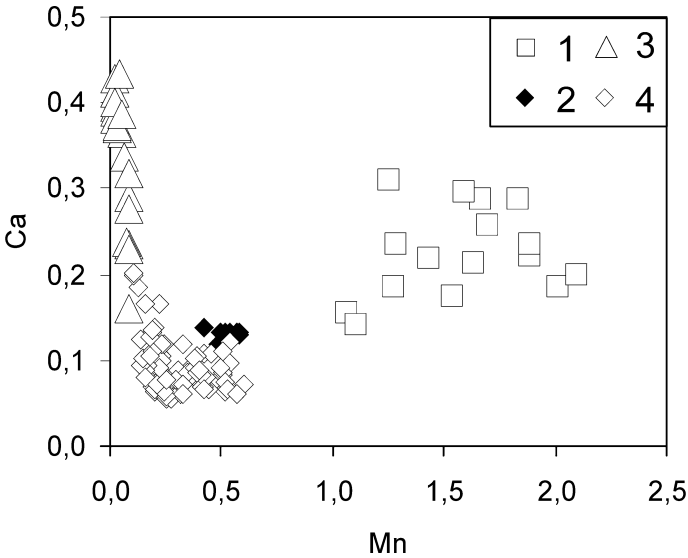


Obr. 4. Al^{IV} – Fe/(Fe + Mg) diagram pro biotity z granátovců a hornin v jejich okolí: granátovec z lokality Kladno (1), andalusitová břidlice z hlinské zóny (2), granátovec z lokality Korouhev (3), ruly poličského krystalinika (4).
Fig. 4. The Al^{IV} – Fe/(Fe + Mg) diagram for biotite from garnet-rich rocks and surrounding rocks: garnet-rich rock from locality Kladno (1) and andalusite schist Hlinsko zone (2), garnet-rich rock from locality Korouhev

4. Geneze granátovců

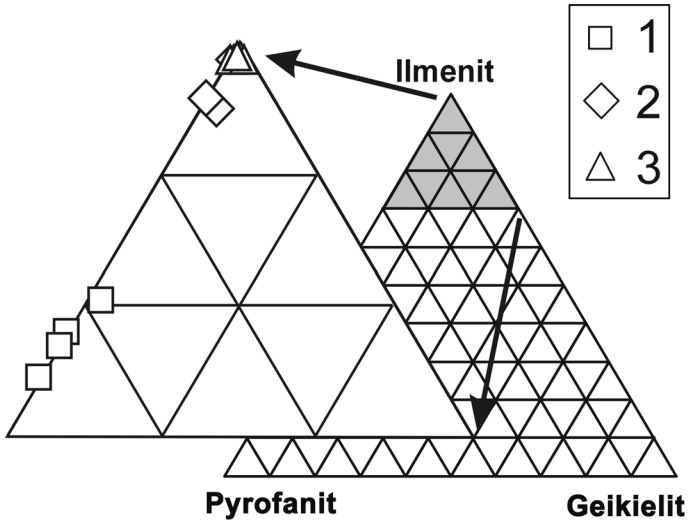
Na lokalitě Stružinec doprovází granátovce magnetitové zrudnění a svým charakterem se tato mineralizace blíží skarnům. Z metamorfní asociace okolních hornin nebylo možné rekonstruovat metamorfní vývoj těchto hornin. Geologická pozice naznačuje že mohou být produktem kontaktní metamorfózy (pozice poblíž kontaktu nasvavrckého plutonu). Andraditový granát zde vystupuje v asociaci s epidotem, hematitem a magnetitem. Andraditový granát mohl vznikat reakcí 24 Qtz + 24 Cal + 2 Hem + 4 Mt + O_2 = Andr + 24 CO_2, která probíhá při tlaku 2 kbar a X_{CO2} 0,22 při teplotách 550 °C. Jde o minerální asociaci dokládající značně vysokou aktivitu O_2 (TAYLOR a LIOU, 1978, GRAPES a HOSKIN 2004).

Na lokalitě Kladno tvoří granátovec polohu uvnitř metapelitů, avšak poblíž kontaktu s hlinecko-rychmburským souvrstvím. Od okolních metapelitů se odlišují nejen svou mineralogií, ale i chemickým složením a to zejména vyššími obsahy Mn a Fe. Granát je oproti granátu z okolních metapelitů obohacen o spessartinovou komponentu (obr. 5). Podobně také ilmenit v granátovci je oproti ilmenitům v okolních metapelitech manganem bohatší (obr. 6). Jedním z možných vysvětlení je, že jde o metamorfovaný ekvivalent recentních manganových krust, které vznikají na oceánském dně (FLEET 1983). Zároveň však obsahy Si, Al a Ti naznačují že se původní oxidy a hydroxidy Mn a Fe mísily s materiálem klas-



Obr. 5. Diagram Ca–Mn (apfu) pro granáty z granátovců a hornin v jejich okolí (stejné symboly jako v obr. 2).
Fig. 5. Diagram Ca–Mn (apfu) for garnet from garnet-rich rocks and surrounding rocks (same symbols as in fig. 2).

tických sedimentů. Původní sediment měl patrně charakter pískovce s tmelem, který obsahoval zvýšený podíl oxidů a hydroxidů Fe a Mn. V granátovci byly zjištěny teploty metamorfózy v rozmezí 370–435 °C pro tlak 4 kbar. Tyto hodnoty jsou však podstatně nižší než vrcholné podmínky metamorfózy publikované pro metapelity mrákotínského souvrství (530–570 °C a 3,6–4,0 kbar; PITRA a GUIRAUD 1996). Rozdíl může být zapříčiněn vysokým obsahem Mn ve studované hornině. Použité termometry jsou totiž kalibrovány pro nižší obsahy Mn v granátech. Tuto skutečnost potvrzují teploty kolem 520 °C pro tlak 4 kbar vypočtené pro vznik granátu v okolních chloritoidových břidlicích. Lokalita leží v blízkosti starých důlních děl na železnou rudu. Byly zde těženy limonity vzniklé oxidací pyritů v metamorfovaných silurských břidlicích (VODIČKA 1962). Pozice těchto hornin prostorově spjatých se sulfidickou mineralizací by mohla naznačovat že jde o distální část rudní mineralizace masivních sulfidických rud vulkanogenního původu (PLIMER 1979).



Obr. 6. Ternární diagram ilmenit-pyrofanit-geikielit pro ilmenity z granátovců a hornin v jejich okolí (stejné symboly jako v obr. 2).
Fig. 6. Ternary plot ilmenite-pyrophanite-geikilite for ilmenite from garnet-rich rocks and surrounding rocks (same symbols as in fig. 2).

Pro potvrzení této hypotézy chybí údaje o charakteru blízké sulfidické mineralizace a důkazy o případné vulkanické aktivitě, která by se vznikem těchto hornin souvisela.

Granáty z horniny od Korouhve v poličském krystaliniku indikují poněkud jiný původ. Jde o čočku sekrečního křemene uvnitř dvojslídných rul. Granát z granátovců má poněkud vyšší obsahy Fe, Ca a naopak nižší obsahy Mn, Mg než granáty v okolních rulách. Případný protolit by musel být poměrně bohatý na křemík, hliník a železo naopak chudý na draslík a sodík. Pozice poblíž kontaktu rul a amfibolitů naznačuje, že může jít o vulkanický materiál přepracovaný metamorfózou. Protože celou čočku granátovce lemuje hydrotermální křemen, můžeme při vzniku této horniny předpokládat vysokou aktivitu fluid. Patrně tedy původní protolit postihly metasomatické změny během metamorfózy. Jako nejpravděpodobnější scénář vzniku této čočky se pak jeví metamorfóza tufitické horniny bohaté zejména železem v oblasti výrazného proudění fluid (například budina na tektonické poruše). V důsledku toho byly draslík a sodík z původní horniny částečně odneseny a během vrcholu metamorfózy mohlo takové reziduum poskytnout vhodný protolit pro vznik granátovce.

Tabulka 1. Chemické složení granátu z lokalit: 1–2 Kladno (granátovec), 3–4 Kladno (chloritoidová břidlice), 5–6 Stružinec (granátovec), 7–9 Korouhev (granátovec), 10–11 Korouhev (Ms–Bt rula).

Table 1. Chemical composition of garnet from localites: 1–2 Kladno (garnet-rich rocks), 3–4 Kladno (chloritoide schist), 5–6 Stružinec (garnet-rich rocks), 7–9 Korouhev (garnet-rich rocks), 10–11 Korouhev (Ms–Bt gneiss).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	36,95	36,92	37,05	35,93	36,42	35,90	36,75	36,21	36,74	37,63	37,35
TiO_2	0,02	0,05	0,08	0,22	0,00	0,00	0,16	0,11	0,01	0,01	0,01
Al_2O_3	20,78	20,84	20,59	20,67	0,31	0,80	20,25	20,53	20,62	20,99	21,13
Cr_2O_3	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,03	0,01	0,02	0,02
Fe_2O_3	0,11	0,03	0,31	0,51	24,25	23,98	0,92	0,58	0,43	0,00	0,00
FeO	32,81	31,26	22,79	11,44	6,15	6,74	35,72	36,46	36,90	30,05	30,18
MnO	7,05	8,44	15,57	29,03	0,31	0,52	0,31	1,20	1,29	7,91	8,35
MgO	1,39	1,33	1,89	0,30	0,00	0,17	1,46	1,26	1,47	2,43	2,27
Na_2O	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03
P_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,09
CaO	1,36	1,51	1,79	2,11	32,71	31,86	4,56	3,31	2,64	1,12	0,69
Total	100,48	100,40	100,09	100,25	100,15	99,97	100,19	99,68	100,13	100,17	100,12
Si	3,001	2,999	3,004	2,949	3,095	3,061	2,982	2,966	2,990	3,023	3,006
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,006
Ti	0,000	0,001	0,000	0,013	0,000	0,000	0,010	0,007	0,000	0,001	0,001
T site	3,001	3,000	3,004	2,962	3,095	3,061	2,993	2,972	2,991	3,025	3,014
Al	1,989	1,995	1,968	1,999	0,031	0,080	1,937	1,982	1,977	1,987	2,005
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,002	0,001
Fe^{3+}	0,007	0,002	0,019	0,032	1,551	1,538	0,056	0,036	0,026	0,000	0,000
Ti	0,001	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
B site	1,998	2,000	1,992	2,031	1,582	1,619	1,996	2,020	2,004	1,989	2,006
Fe^{2+}	2,228	2,124	1,546	0,785	0,437	0,481	2,425	2,498	2,511	2,040	2,055
Mn	0,485	0,581	1,069	2,018	0,022	0,038	0,021	0,083	0,089	0,538	0,569
Mg	0,168	0,160	0,228	0,037	0,000	0,022	0,176	0,153	0,178	0,291	0,272
Ca	0,118	0,131	0,155	0,185	2,978	2,910	0,396	0,291	0,230	0,096	0,060
Na	0,005	0,006	0,005	0,008	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,001	0,007
A site	3,003	3,003	3,004	3,033	3,437	3,450	3,023	3,025	3,012	2,966	2,964
Alm	74	71	51	24	0	0	80	82	83	69	70
Adr	0	0	1	2	98	95	3	2	1	0	0
Grs	4	4	4	5	1	3	10	8	6	3	2
Prp	6	5	8	1	0	1	6	5	6	10	9
Sps	16	19	36	68	1	2	1	3	3	18	19

5. Závěry

Studované lokality reprezetují tři geneticky rozdílné typy granátovců vystupující ve třech rozdílných geologických jednotkách. Ve všech případech jsou jako hlavní minerály přítomny granát a křemen. Horniny se liší ve složení akcesorických a vedlejších minerálů (na lokalitě Stužinec Mt + Hem + Ep ± Amp a na zbývajících dvou lokalitách Ilm + Bt + Ms ± Chl), což může odrážet mj. rozdílnou aktivitu O_2 při metamorfóze. Granáty zde vznikaly odlišnými metamorfními reakcemi z odlišných protolitů. V hlinské zóně jsou oba granátovce produktem metamorfózy hornin bohatých na Fe případně Fe–Mn za podmínek středně teplotní a nízkotlaké metamorfózy. Granátovec z poličského krystalinika patrně představuje metasomaticky přepracovaný vulkanický materiál. Metamorfóza této horniny proběhla v amfibolitové facii za středních teplot a tlaků. Studované granátovce představují jedinečný příklad metamorfních přeměn protolitů s neobvyklým složením.

Poděkování

Autoři děkují S. Houzarovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu MŽP 6352: „Korelace litologicky kontrastních hornin v jednotkách krystalinika při sv. okraji moldanubika“ a úkolu 6328 (Geologické mapování CHKO Žďárské vrchy v měřítku 1:25 000).

LITERATURA

BHATTACHARYA, A., MOHANTY, L., MAJI, A., SEN, S. K., RAITH, M., 1992: Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Fe–Mg partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111, 87–93

BURIÁNEK, D., BŘÍZOVÁ, E., ČECH, S., ČURDA, J., FÜRYCH, V., HANŽL, P., KIRCHNER, K., LYSENKO, V., ROŠTÍNSKÝ, P., RÝDA, K., SKÁCELOVÁ, D., SKÁCELOVÁ, Z., VERNER, K., VÍT, J., 2006: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000 24-112 Jedlová. – *MS*, Výzkumná zpráva ČGS, Archiv MŽP a ČGS, p 89.

FLEET, A. J., 1983: Hydrothermal and hydrogenous ferro-manganese deposits: do they form a continuum? The rare earth elements evidence. – In Rona P. A., Boström K., Laubier L., Smith K. L. Jr (eds.), *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*, Plenum Press, New York, pp 535–555.

GRAPES, R. H., HOSKIN, P. W. O., 2004: Epidote Group Minerals in Low-Medium Pressure Metamorphic Terranes. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 56, 301–345.

HOLLAND, T. J. B., POWELL, R., 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. – *J. Metamorph. Geol.*, 16, 309–343.

KRETZ, R., 1983: Symbols for rock- forming minerals. – *Amer. Mineralogist*, 68, 277–279.

MRÁZOVÁ, Š., BŘÍZOVÁ, E., BURIÁNEK, D., FÜRYCH, V., KADLECOVÁ, R., KIRCHNER, K., LYSENKO, V., OTAVA, J., RAMBOUSEK, P., ROŠTÍNSKÝ, P., SKÁCELOVÁ, D., SKÁCELOVÁ, Z., VÍT, J., ZELENKA, P. 2005: Vysvětlivky a základní geologická mapa České republiky 1:25 000, list 13-444 Hlinsko. – *MS*, Výzkumná zpráva, MS MŽP, Archiv ČGS, p 79.

MRÁZOVÁ, Š., OTAVA, J., 2006: Nové pohledy na hlinecké paleozoikum a proterozoikum. Vítanovské souvrství: součást hlinecké zóny nebo samostatný celek?. – *Zpr. Geol. Výzk. v r. 2005*, 29–30.

PETRÁNEK, J. (ed.) 1983: Encyklopedický slovník geologických věd, 1 svazek A–M. – pp. 920, Academia, Praha.

PITRA, P., GUIRAUD, M., 1996: Probable anticlockwise P-T evolution in extending crust: Hlinsko region, Bohemian Massif. – *J. Metamorph. Geol.*, 14, 49–60.

POUCHOU, J. L., PICHOIR, F., 1985: „PAP“ procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20, 104–105.

POWNCEBY, M. I., WALL, V. I., O'NEILL, H. St., 1991: An experimental study of the effect of Ca upon garnet-ilmenite Fe–Mn exchange equilibria. – *Amer. Mineralogist*, 76, 1580–1588.

TAYLOR, B. E., LIOU, J. G., 1978: The low-temperature stability of andradite in C–O–H fluids. – *Amer. Mineralogist*, 63, 378–393.

VODIČKA, J., 1962: Historie geologických výzkumů v Železných horách. – *Příroda*, 146–156.

ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXXII (2007): 151–156, 2007

PALEODIET INFERRED FROM *URSUS SPELAEUS* ROSENMÜLLER et HEINROTH TOOTH FROM TMAVÁ SKALA CAVE (SLOVAK REPUBLIC) USING CARBON ISOTOPE ANALYSES

ODVOZENÍ PALEOPOTRAVY *URSUS SPELAEUS* ROSENMÜLLER et HEINROTH POUŽITÍM ANALÝZ IZOTOPŮ UHLÍKU ZUBU Z JESKYNĚ TMAVÁ SKALA (SLOVENSKÁ REPUBLIKA)

MARTINA ÁBELOVÁ

Abstract:

Ábelová, M., 2007: Paleodiet inferred from *Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER et HEINROTH tooth from Tmavá skala cave (Slovak Republic) using carbon isotope analyses – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 92, 151–156.

Paleodiet inferred from Ursus spelaeus *ROSENMÜLLER et HEINROTH tooth from Tmavá skala cave (Slovak Republic) using carbon isotope analyses*

Isotopes of carbon were employed in the study of *Ursus spelaeus* second upper molar M^2 from Late Würm bear cave Tmavá skala (Little Carpathians, Slovak Republic). Samples of enamel and dentine were used for the analyses. Variations in the carbon isotope ratio ($^{13}C/^{12}C$) were used to examine the paleodiet. The $\delta^{13}C$ of investigated tooth is -11,8 ‰ for dentine and -16 ‰ for enamel. This indicates that the diet of *Ursus spelaeus* was dominated by C3 biomass. These values suggest a forested habitat.

Key words: Carbon Isotopes, Paleodiet, Teeth, *Ursus spelaeus*, Upper Pleistocene.

Institute of Geological Sciences, Faculty of Science, Masaryk University, Kotlářská Street 2, Brno 611 37, Czech Republic. abelova.m@mail.muni.cz

Introduction

At present the interest in recording of seasonal and short-term climatic changes and their impact to local ecosystems is increasing. To one of the tools enabling to reconstruct these short-term climatic fluctuations belongs the isotope analysis of biominerals.

After an animal's burial, its unaltered tissue can be studied to gain valuable evidence about its paleo-environment through chemical isotopic analysis.

Teeth and bones both contain biogenic phosphate (i.e., hydroxylapatite), the target substance most readily available for the study. Bone phosphate, however, is highly porous and therefore allows infiltration of water and other impurities. Subsequent alteration leads to difficulties in direct study of such matter. Tooth enamel, on the other hand, is dense and has low porosity. Such properties bolster resistance to change, making tooth enamel a strong candidate for study (KOCH *et al.* 1994).

Reconstructing the diet of extinct species is a fundamental goal in vertebrate paleobiology.

The cave bear (*Ursus spelaeus*) is the macro fauna species that gave rise to the largest amount of fossils at the Pleistocene period in caves. Cave bears have inhabited Europe and the Near East since the Riss glacial period (250 000 years ago, MAZZA and RUSTIONI

1994). Last cave bear population in Slovakia in the area of West Carpathians begun to die out in the time span between 15 000–10 000 BP (SCHMIDT 1970). But it is not excluded, that some parts of Slovakia (Slovak Paradise and Low Tatras) were one of the last refuge of cave bears in Central Europe between the end of Last Glacial and beginning of the Holocene (SABOL 2001).

Cave bear teeth appear to preserve their original isotope composition, they can be dated, and they occur in abundance in many locations of Europe and the Near East. The abundance of the teeth and their large size allows samples used for paleoclimate studies to be restricted to enamel/dentine of one type of tooth. They provide a good potential source of material for detailed investigation of Pleistocene paleo-environment.

Here is assess the bear paleodiet through analyses of the $^{13}C/^{12}C$ ratios of tooth enamel and dentine.

Locality

Tmavá skala cave is situated southeastwards of the Plavecký Mikuláš village, in the Plavecký Karst territory in the Malé Karpaty Mountains (Slovak Republic) under the Polámané hill, 445 m a.s.l (ŠMÍDA 1996) (Fig. 1). The cave is about 50 m long. Maximum width reaches 8.5 m and it is 1.5 to 4 m high. Its opening is oriented to the northwest. Opening to the Tmavá skala cave is in the rocky wall 3–10 m high. The wall is represented by Anisian-Annaberian limestone and underlying Verfenian siliceous sandstone.

The origin of the cave system is related to supposed autochthonous stream (ŠMÍDA 1996). The cave probably represents old occasional rise, which activity was related to the changing of groundwater level, which was connected with climatic changes during Late Pleistocene. Humic soils with pebbles and osteologic material accumulated by fluvial activity of ground stream during interglacial Riss/Würm and intersiadials of Würm. The groundwater level decreased during the periods of cold Würm oscilations. In the formation of the cave sediments mainly the eolic activity took part, this created loess series. Occasional rise stopped its function in the consequence of the groundwater decrease after the Late Würm. After this time Holocene sedimentation of humic soil with sharp fragments fallen off from the cave roof (LIŠKA 1973).

Fossil and subfossil fauna of the cave

There was a fossil gastropod and vertebrate fauna discovered in the sedimentary filling. The gastropod fauna (*Helix pomatia, Limax* sp., *Macrogastra* cf. *latestriata* (uv.), *Oxychilus depressus, O. inopinatus*) represents thermophilous, mostly woodland gastropod fauna from

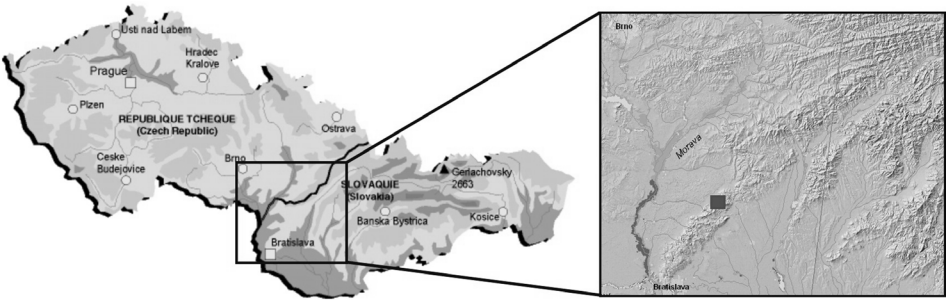


Fig. 1. Tmavá skala cave, Little Carpathians, Slovak Republic (Photo VODIČKA 2003).
Obr. 1. Jeskyně Tmavá skala, Malé Karpaty, Slovenská republika (foto VODIČKA 2003).

Middle to Late Holocene). The vertebrate fauna (Salientia, Reptilia, Insectivora, Chiroptera, Rodentia, Carnivora, Perissodactyla, Artiodactyla) represents mixed elements from the ecological point of view (karst – woodland – open land – mountain areas) and from the stratigrafic point of view (Pleistocene – Holocene – Recent) too (HOLEC *et al.* 1998).

The osteological remains of cave bears represent the largest portion of the fossil material. Due to finding circumstances (secondary redeposition of the original sediments) the age of the fossil remains was dated only as the Late Pleistocene (Riss/Würm interglacial stage – Late Würm glacial stage) The gastropod and other vertebrate fauna, occuring together with the fossil remains of Late Pleistocene cave bears, included mostly indifferent elements, that are characteristic for warm and woodland environment of the Holocene. It demonstrates the secondary redeposition of the original cave sediments too (SABOL 1997).

More concrete paleoclimatic conclusions could not be carried out, as polles grains of the determined taxa (*Abies, Pinus, Tsuga, Tilia, Quercus*) were found in a very small quantity in the samples (HOLEC *et al.* 1998).

Tmavá skala cave is typical bear cave with relatively stable temperature, more spacious subhorizontal space and with sufficient water quantity in the past. Therefore the cave was utilized by tens to hundreds (perhaps) individuals of the species *Ursus spelaeus* for hibernation and birth of cubs during the Late Pleistocene (SABOL 1997).

Material

We analyzed *Ursus spelaeus* second upper molar enamel and dentine from one individual from Tmavá skala cave in Little Carpathians, Slovak Rebublic (Fig. 2.). On the base of dental cementum analyses we determined the individual age of studied animal. Individual age of animal was about 4.5 years and the season of the death was summer.

Methods

From carbon isotope ratio we can find out the paleodiet – or composition of animal's food. From $^{13}C/^{12}C$ ratio it is possible to distinguish between animals which feed on C_3

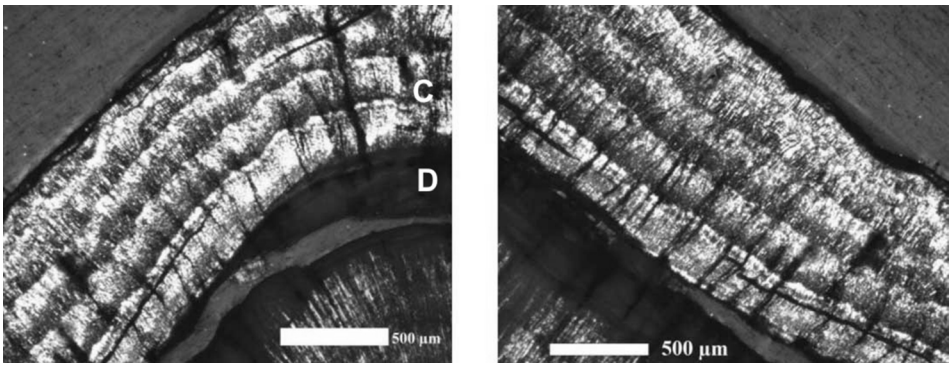


Fig. 2. Transverse cross section of investigated *Ursus spelaeus* tooth (M^2). This tooth was used for isotopic analyses in this study. Photo expose the dentine (D)/cementum (C) junction and annual increments in the cementum. Individual age estimation and season of death on the base of dental cementum analysis: about 4.5 years, death season: summer. (Photo author).

Obr. 2. Příčný průřez studovaným zubem (M^2) druhu *Ursus spelaeus*. Tento zub byl využit pro izotopové studium. Fotografie zobrazuje hranici cement (C)/dentin (D) a roční přírůstky v cementu. Odhad stáří a období uhynutí jedince: okolo 4,5 let, období uhynutí: léto. (Foto autor).

photosynthetic plants and between those which prefere C_4 plants. This is because the carbon isotopic compositions of the plants they feed on are bimodaly distributed. C_3-photosynthesizing plants (dicotyledonous trees, shrubs, and forbs) have ^{13}C values consistently lower than do C_4-photosynthesizers (grasses) (CORDON, D. and CORDON, J. 2005).

For determination of $^{13}C/^{12}C$ ratios we used the metodology after MCCREA (1950). The dissociation of the carbonate runs in the vacuum on the powderized sample with the assistance of 100% H_3PO_4. The samples are equilibrated under the room temperature during 1 day. Then the samples are measured against the international or laboratory standard (Carresian marble) in mass spectrometer MAT 251, mark Finnigan. External precision of determination for $\delta^{13}C$ is better than 0.05 ‰. Internationally recognized standard for carbon is PDB (Pee Dee Belemnite), where R = 0,0112372 (EHLERINGER and CERLING, 2002).

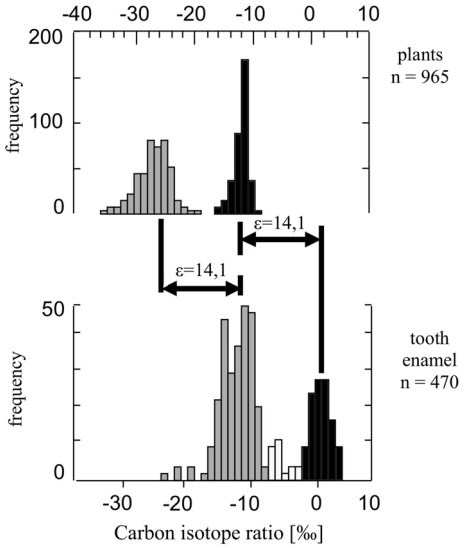


Fig. 3. Isotopic composition of C_3 and C_4 plants, as well as the isotopic composition of the enamel of teeth of animals which eat such plants (http://ethomas.web.wesleyan.edu/ees123/carboniso.htm).

Fig. 3. Izotopové složení C_3 a C_4 rostlin a izotopové složení zubní skloviny zvířat, která se živí těmito rostlinami (http://ethomas.web.wesleyan.edu/ees123/carboniso.htm).

Plants using the Calvin cycle, or C_3 plants, include trees (*Picea* sp., *Pinus* sp., *Populus* sp., *Pseudosuga* sp. ...), shrubs (*Acer* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Juniperus* sp., *Salix* sp. ...), and cool-climate grasses (*Agropyron* sp., *Carex* sp., *Calamagrostis* sp., *Eleocharis* sp., *Poa* sp. ...) and have mean $\delta^{13}C$ values of ca. -27.0 ±3 ‰ (all means reported ±1 S.D.) with a range of -21 ‰ to -35 ‰. Plants using the Hatch–Slack cycle, or C_4 plants, include sedges, some herbs, rare shrubs, and most temperate and tropical-climate grasses and have average $\delta^{13}C$ values of about -13 ±2 ‰, with a range of -9 ‰ to -19 ‰ (Fig. 3) (O'LEARY, 1988; TIESZEN and BOUTTON 1989). CAM (crassulacean acid metabolism) plants are not commonly found except in deserts (WANG *et al.* 1993). CAM plants include many succulents such as cactuses and agaves and also some orchids and bromeliads with a range of values between minus 10 and minus 31‰ (http://wc.pima.edu/~bfiero/tucsonecology/plants/plants_photosynthesis.htm).

Results

Tab. 1 and provides a summary of results. The $^{13}C/^{12}C$ ratio of *Ursus spelaeus* dentin is -11.8 ‰, $^{13}C/^{12}C$ ratio of enamel is -16 ‰ (tab. 1).

Table 1. Results of $^{13}C/^{12}C$ ratios of *Ursus spelaeus* dentine and enamel from Tmavá skala cave.

Tabulka 1. Výsledky izotopového poměru $^{13}C/^{12}C$ dentinu a skloviny druhu *Ursus spelaeus* z jeskyně Tmavá skala.

	$\delta^{13}C$ (‰ PDB)
Ursus spelaeus dentin	-11,8
Ursus spelaeus enamel	-16

Dicsussion and conclusion

It was found out that $\delta^{13}C$ of investigated tooth is -11.8 ‰ for dentine

and -16 ‰ for enamel. This indicates that the diet of *Ursus spelaeus* was dominated by C3 biomass (that means C3 plants or animals, which fed on C3 plant). This values suggest a forested habitat. The isotope record achieves the shift in the animal's food. This indicates that it came to changes in dietary intake in the course of life of studied animal – from C3 plants towards mixed or C4 plants. Isotope record from enamel represent the very short time period during the enamel formation. Dentin is deposited by apposition in the internal side of the tooth during whole life. So dentine thus represents the isotope record from long life period.

Enamel carbonate hydroxylapatite $\delta^{13}C$ values are low in cave bears (around -14 ‰) when compared to carnivores (around -12 ‰) and herbivores (-10 ‰). This is probably due to lipid use while hibernating during winter. A similar pattern of enamel carbonate hydroxylapatite $\delta^{13}C$ values differences is found between Ursus deningeri, carnivores and herbivores in 200,000 to 600,000 years old cave sediments suggesting a similar physiology for both fossil bear species (BOCHERENS *et al.* 1994).

From viewpoint of environment, the $\delta^{13}C$ values less than -12‰ represent closed environment and those above -10‰ indicate affinity to opener positions (QUADE and CERLING 1995). Speaking in general, C4 plants are less nutritious and heavier digestible than C3 plants. So changes in relative proportion of these two plant types within ecosystem during the year could be an important ecology component of mammals communities (DEMMENT and VAN SOEST 1985; EHLERINGER and MONSON 1993).

Using the procedure outlined above, the study of samples on a much larger scale could shed some light on the paleodiet of animal's population.

The application of isotope analyses from bear's teeth is efficient from many standpoints:

1. they provide suficient amount of material
2. they are resistant to alterations
3. they had wide geographical and time extent
4. they are very common and abundant in many locations (mainly in cave sediments)
5. present day bear species provide close analogies to fossil species.

Acknowledgments

This research was supported by the FRVŠ grant, No. 5109 and by the research plan Interactions between chemical materials, environment and biological systems and their consequences on global, regional and local level, No. 5112. Dr. Martin Sabol from Faculty of Natural Sciences, Komenius University, Bratislava provided fossil specimen of *Ursus spelaeus* tooth. All isotopic analyses were conducted in Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic.

SOUHRN

Cílem studia byla analýza paleopotravy medvěda druhu *Ursus spelaeus* z lokality Tmavá skala (SR) na základě analýzy izotopového poměru uhlíku ($^{13}C/^{12}C$) zubní skloviny a dentinu z druhého horního moláru.

$\delta^{13}C$ zkoumaného zubu dosahovalo hodnoty -11,8 ‰ pro dentin a -16 ‰ pro sklovinu. Z výsledných hodnot vyplývá, že v potravě studovaného jedince dominovala C3 biomasa. Tyto hodnoty také indikují lesní prostředí. Na základě izotopových výsledků můžeme též konstatovat, že v průběhu života jedince docházelo ke změně potravy – od C3 rostlin směrem ke smíšené potravě nebo C4 rostlinám. Izotopový záznam skloviny představuje krátké období v průběhu formovaní zubní skloviny. Naproti tomu dentin se usazuje apozičně směrem do centra zubu během celého života jedince, takže představuje záznam delšího životního úseku.

REFERENCES

BENTLEY, R. A., PRICE, T. D., LÜNGING, J., GRONENBORN, D., WAHL, J., FULLAGAR, P. D., 2002: Prehistoric migration in Europe: Strontium Isotope Analysis of Early Neolithic Skeletons. – *Curr. Anthrop.*, 43, 5: 799–804.

BOCHERENS, H., FIZET, M. and MARIOTTI, A. 1994: Diet, physiology and ecology of fossil mammals as inferred from stable carbon and nitrogen isotope iogeochemistry: implications for Pleistocene bears. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107, 3–4: 213–225.

CORDON , D. and CORDON, J., 2005: Stable Light Isotopes and Diet: A Broader Scale for Feeding Studies. – *Science in Africa.* Africa's First On-Line Science Magazine. http://www.scienceinafrica.co.za/2005/july/isotope.htm.

DEMMENT, M. W., VAN SOEST, P. J. 1985: A nutritional explanation for body-size patterns of ruminant and nonruminant herbivores. – *American Naturalist*, 125: 641–672.

EHLERINGER, J. R., MONSON, R. K. 1993: Evolutionary and ecological aspects of photosynthetic pathway variation. – *Annual Review of Ecology and Systematics*, 24: 411–439.

GOSZ, J. R., and MOORE, D. I., 1989: Strontium isotope studies of atmospheric inputs to forested watersheds in New Mexico. *Biogeochemistry*, 8: 115–134.

HOLEC, P., SABOL, M., KERNÁTSOVÁ, J., KOVÁČOVÁ-SLAMKOVÁ, M., 1998: Jaskyňa Tmavá skala. – *Slovenský kras. Liptovský Mikuláš*, XXXVI: 141–158.

HOPPE, K. A., KOCH, P. L., CARLSON, R. W., WEBB, S. D., 1999: Tracking mammoths and mastodons: Reconstruction of migratory behavior using strontium isotope ratios. – *Geology*, 439–442.

KOCH, P. L., FOGEL, M. L. and TUROSS, N., 1994: Tracing the diets of fossil animals using stable isotopes. In: Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science. – Blackwell Scientific Publications, 63–92, Oxford.

LENIHAN, J. M. A., LOUTIT, J. F., MARTIN, J. H., eds. 1967: Strontium metabolism. – 345 pp. Academic Press, London.

LIŠKA, M., 1973: Geomorfologické pomery Plaveckého krasu. – 106 pp., *Manuskript*. Achív Katedry geológie a paleontológie UK, Bratislava.

MCCREA, J. M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.* 18, 6: 849–857.

MAZZA, P., and RUSTIONI, M., 1994: On the phylogeny of Eurasian bears. – *Paleontograph.* Abt. A, 230: 1–38.

MILLER, E. K., BLUM, J. D., and FRIEDLAND, A. J., 1993: Determination of soil exchangeable-cation loss and weathering rates using Sr isotopes. – *Nature*, 362: 438–441.

O'LEARY, M. H., 1988: Carbon isotopes in photosynthesis. – *BioScience*, 38: 328–336.

PRICE, T. D., CONNOR, M., and PARSEN, J. D. 1985: Bone chemistry and the reconstruction of diet: Strontium discrimination in white- tailed deer. – *Journal of Archaeological Science*, 12: 419–442.

PRICE, T. D., MANZANILLA, L., and MIDDLETON, W. D. 2000: Immigration and the ancient city of Teotihuacan in Mexico: A study using strontium isotope ratios in human bone and teeth. – *Journal of Archeological Science*, 7, 10: 903–913.

QUADE, J., CERLING, T. 1995: Expansion of C4 grasslands in the Late Miocene of Northern Pakistan – evidence from stable isotopes in paleosols. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 115: 91–116.

REINHARD, R., DETORRES, T., ONEIL, J., 1996: O-18/O-16 ratios of cave bear tooth enamel: A record of climate variavility during the Pleistocene. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 126, 1–2: 45–59.

SABOL, M. 1997: The cave bear (*Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth) from the Tmavá skala cave. – *Mineralia Slovaca*, 30, 285–308.

SABOL, M. 2001: Fossil brown bears of Slovakia. – *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 26: 311–316.

SCHMIDT, Z., 1970: Výskyt a geografické rozšírenie medveďov (Ursinae) na území slovenských Karpát. – *Slovenský kras*, VIII: 7–20, Liptovský Mikuláš.

ŠMÍDA, B. 1996: Jaskynný georeliéf Plaveckého krasu (Malé Karpaty). – 108 pp., *Manuskript* – archív Katedry geológie a paleontológie PriF UK, Bratislava.

TIESZEN, L. L., BOUTTON, T. W. 1989: Stable carbon isotopes in terrestrial ecosystem research. In: P. W. Rundel, J. R. Ehleringer, K. A. Nagy, (Eds.), Stable Isotopes in Ecological Research. – Springer-Verlag, New York, 167–195.

VODIČKA, L., 2003: Paleolit v Malých Karpatoch. – Český a slovenský svet. www.svet.czsk.net/sr.html.

WANG, Y., CERLING, T. E., QUADE, J., BOWMAN, J. R., SMITH, G. A. and LINDSAY, E. H. 1993: Stable Isotopes of Paleosols and Fossil Teeth as Paleoecology and Paleoclimate Indicators: An Example from the St. David Formation, *Arizona. – Climate Change in Continental Isotopic Records. Geophysical Monograph*, 78: 241–248.

(http://ethomas.web.wesleyan.edu/ees123/carboniso.htm)