

do svrchnosilurských a devonských vápenců. Hlavní část povodí Švarcavy pozůstává z vápenců. Proto většina měkkých společenstev ve zkoumaném ložisku pěnoveců představuje faunu nivy.

Ložisko pěnoveců je vyvinuto jako plochý stupeň na dně údolí a tvoří v úseku výkopu zřetelnou třímetrovou terasu vzniklou zařezáváním potoku Švarcava, jehož současná niva je vložena do pěnoveců.

Přestože existují rozdíly v prostředí, je možno korelovat sled společenstev měkkých na Švarcavě s vývojem v pěnovecích ve Svatém Janu pod Skalou. To výslovně platí pro úsek, v němž vřídčí druhy starší poloviny holocénu (tj. *Discus ruderratus*, *Perpolita petronella*, *Trichia sericea*, *Vertigo substriata* a *V. alpestris*) jsou vystřídány druhy středního až pozdního holocénu, např. *Alinda biplicata* nebo *Bulgarica nitidosa*. Zmíněná zóna odpovídá souvrství 12–5 ve Švarcavě a 30–25 ve Svatém Janu. Ve srovnání se Svatým Janem Švarcavu charakterizuje zřetelně nižší počet lesních prvků (ekoskupina 1), neboť leží v sv. části Českého krasu, která během postglaciálu nikdy nebyla plně osídlena středoevropskými lesními plži jinde široce rozšířenými (*Helicodonta*, *Isognomostoma*, *Petasina*, *Helicigona*, *Ruthenica*, LOŽEK 1973b).

Eroze, která vyvolala změny v sedimentaci na hranici vrstev 7 a 6 na Švarcavě, je známa z mnoha míst. Z toho důvodu sedimentární sled odpovídající mladší polovině holocénu je na Švarcavě hůře vyvinut a diferencován, zatímco ve Svatém Janu pod Skalou mu odpovídá mocný komplex pěnoveců epiatlantického stáří, jež jsou kryty subboreálními rendzinovými sedimenty se sutí s pozdně bronzovou keramikou.

## 4. Geochronologický a geochemický výzkum pěnoveců

### 4.1. GEOCHRONOLOGICKÉ PRÁCE

Na základě studia malakozoologie a litologie a na základě nálezů archeologických artefaktů, vyskytujících se přímo ve svrchních částech souvrství pěnoveců, byl již dříve učiněn závěr (přehledně např. LOŽEK 1967), že tvorba studo-

vané akumulace probíhala nejintenzivněji během klimatického optima holocénu a pokračovala až zhruba do 5.–7. stol. př. Kr., kdy se krasový pramen přestěhoval díky subrozi na její bázi a tvorba pěnoveců ustala. Pro účely studia klimatického záznamu však bylo zapotřebí znát stáří jednotlivých vrstev ve studovaném profilu mnohem přesněji. Nevýhodou podrobného biostratigrafického datování obecně je, že má často do jisté míry pouze lokální platnost. Obzvláště v kontinentálním prostředí lze běžně pozorovat, že se některé druhy objevují v jedné klimaticky podobné oblasti podstatně dříve než v druhé. I v jedné klimatické oblasti bývá často přítomnost jednotlivých druhů ovlivněna konkrétními lokálními podmínkami jednotlivých stanovišť. K upřesnění datování jednotlivých vrstev studovaného profilu v holocenních vápencích ve Svatém Janu pod Skalou byla proto, kromě biostratigrafie (malakozoologie, kap. 3), využita kombinace několika geochronologických metod.

Nezbytnou podmínkou aplikace datovacích metod na pěnovec je autigenost sedimentárního záznamu. Zejména u pěnovecových akumulací, vznikajících hromaděním onkolitů nebo kalcifikované rostlinné drtě za hrázkami v povrchovém toku, je častým problémem redepozice těchto materiálů a v některých případech i postupné dorůstání onkolitů (PAZDUR et al. 1988). V případě studovaného tělesa ve Svatém Janu, které se nachází přímo u vývěru krasových vod, nepovažujeme problém redepozice za podstatný.

Jedinou dostupnou geochronologickou metodou, pro kterou lze odebrat vzorek v kterémkoliv místě profilu, je datování karbonátů pomocí  $^{14}\text{C}$ . Tato metoda má však řadu nevýhod a nejistot. Hlavním problémem této metody je skutečnost, že počáteční aktivita  $^{14}\text{C}$  v karbonátu v době jeho vzniku není přesně známa.

Uhlík  $\text{HCO}_3^-$  podzemních krasových vod obecně pochází ze dvou zdrojů, oxidu uhličitého půdního původu a rozpuštěného paleozoického vápence. Půdní oxid uhličitý vzniká oxidací organické hmoty v půdním profilu a jeho koncentrace v půdním vzduchu je zhruba o dva řády vyšší než obsah  $\text{CO}_2$  v atmosféře. Přímý vliv atmosférického oxidu uhličitého na podzemní vody krasových oblastí je tedy zanedbatelný. Aktivita  $^{14}\text{C}$  v paleozoickém vápenci je nulová a aktivita  $^{14}\text{C}$  půdního oxidu uhličitého zhruba odpovídá organické hmotě, jejíž oxidací  $\text{CO}_2$  vznikl. Tyto dva zdroje uhlíku se mísí v různých poměrech v závislosti

Počet jedinců: ++ masový výskyt, + vysoký, x střední, ! nízký, - nulový, !? přibližné určení, (!) přemístěné ulity (recentní druhy, ulity zavlčené vodou apod.).

Layer numbers relate to Fig. 13.

Ecological characteristics: Main ecological groups: A – woodland (in general), B – open country, C – woodland/open country, D – water, wetlands.

Ecological groups: 1 – woodland (sensu stricto); 2 – woodland, partly semi-open to open habitats [W (M) – mesic, W (S) – xeric, W (H) – damp]; 3 – damp woodland; 4 – xeric open habitats [S – in general, Ca – limestone rocks, S (W) – partly shaded habitats]; 5 – open habitats in general (moist meadows to steppes); woodland/open country: 6 – predominantly dry; 7 – mesic or various (Me – mesic in general, catholic, PM – mesic rocks, scree woodland); 8 – predominantly damp; 9 – wetlands, banks; 10 – aquatic habitats.

Biostratigraphic characteristics: + loess species, ++ index loess species, (+) local or occasional loess species, ! species characteristic of warm phases, (!) eurythermal species of warm phases, !! index species of warm phases, G – species surviving the Glacial out of the loess zone, (G) – ditto as relics, M – modern immigrants (Late Holocene index species).

Number of individuals: ++ massive presence, + present, x moderate, ! low, - absent, !? determination approximate only, (!) redeposited (modern species, individuals redeposited by water).

na mnoha faktorech, jako je množství srážek, zakrytí povrchu vegetací, roční chod teploty, vlhkostní poměry půdy a množství půdního vzduchu apod. Aktivita  $^{14}\text{C}$  infiltrujících podzemních vod v půdním prostředí řídí nejen míšení obou zdrojů uhlíku, ale i složité izotopové výměny mezi hydrogenuhlíčanem infiltrující vody a  $\text{CO}_2$  v půdním vzduchu. Aktivita uhlíku  $^{14}\text{C}$  v  $\text{HCO}_3^-$  v podzemních krasových vodách (vyjadřovaná zpravidla v procentech oproti standardu – uhlíku čistě organického původu – a označovaná zkratkou pmc – „percent modern carbon“) se obvykle pohybuje v rozmezí 50 až 95 pmc. Aktivita  $^{14}\text{C}$  (v rozmezí 54,02 až 103,3 pmc) a hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  hydrogenuhlíchanu (v rozmezí  $-14,87$  až  $-11,49$  ‰ PDB) recentních krasových vod Českého krasu nevykazují jednoduchý vztah, který by umožňoval odhad počáteční aktivity  $^{14}\text{C}$  na základě hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  (probíhající výzkumné práce K. Záhrubského, J. Šilara a K. Žáka, viz též ŠILAR – ZÁHRUBSKÝ 1999).

Problematice počáteční aktivity  $^{14}\text{C}$  v karbonátových sedimentech nebo aktivity  $^{14}\text{C}$  v hydrogenuhlíchanu krasových vod byla věnována řada prací (např. THORPE et al. 1980, SRDOČ et al. 1980, PAZDUR et al. 1988, v česky psané literatuře již ŠILAR 1964). Vysoce komplikovaná povaha fyzikálních, chemických a biologických mechanismů, které se uplatňují jak při tvorbě hydrogenuhlíchanu infiltrujících vod v půdním horizontu, tak i při srážení karbonátu v místě depozice, však brání aplikaci modelů užívaných v datování podzemních vod pomocí  $^{14}\text{C}$  i na pěnovce. Závěry PAZDUR et al. (1988) naznačují, že kromě rozdílu daných variabilitou půdních poměrů má i prostředí vzniku pěnovce velký vliv na počáteční aktivity  $^{14}\text{C}$ . Prostředí s velkou turbulencí (depozice na kaskádách apod.) vykazuje největší rozdíly mezi daty  $^{14}\text{C}$  karbonátu a (správnými) daty  $^{14}\text{C}$  organické hmoty, u karbonátů ukládaných z mírně tekoucích toků je tento rozdíl menší a u karbonátů vytvořených ze stagnujících vod nejmenší. PAZDUR (1988) dochází k závěru, že malá variabilita hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátu naznačuje poměrně stálou počáteční aktivitu  $^{14}\text{C}$  v karbonátu. Během raných stadií srážení karbonátu, tedy blízko místa vývěru, nehraje velkou roli přímá izotopová výměna a reekvilibrace s rezervoárem atmosférického  $\text{CO}_2$  a únik  $\text{CO}_2$  z roztoku je v podstatě jednosměrným procesem (HERMAN 1989). Jakmile však koncentrace hydrogenuhlíchanu v roztoku dostatečně poklesne, začne hrát výměna izotopů uhlíku s atmosférickým  $\text{CO}_2$  roli. Tento proces může vést u karbonátů ukládaných daleko od místa vývěru ke zvýšení počátečních aktivit  $^{14}\text{C}$ .

Kromě nejistoty poměru míšení organického uhlíku a uhlíku z paleozoických vápenců (který neobsahuje  $^{14}\text{C}$ ), a problému variabilní počáteční produkce  $^{14}\text{C}$  v atmosféře spočívá další nejistota i v neznámé době setrvání organického uhlíku v půdě. Proměnlivost produkce  $^{14}\text{C}$  v atmosféře, a tedy variabilní počáteční aktivitu  $^{14}\text{C}$  organického uhlíku lze korigovat pomocí známých kalibračních křivek, získaných měřením aktivit  $^{14}\text{C}$  v letokruzích stromů nebo ve varvitech. Organický půdní uhlík, který je oxidován a vstupuje do krasových vod, však v půdě setrvává ve formě půdního humusu po různě dlouhou dobu, významnou jak z hlediska oscilací na křivce primární aktivity  $^{14}\text{C}$ , tak i

vzhledem k poločas rozpadu  $^{14}\text{C}$ . Lze předpokládat, že na počátku holocénu obsahovaly půdy ve zdrojové oblasti pramene jen minimum organické hmoty, jejíž množství potom prudce narostlo během atlantiku. Poměr míšení obou zdrojů uhlíku se jistě měnil i proto, že holocén zahrnoval období s velmi rozdílným množstvím srážek. V suchých periodách dochází obecně v povrchové vrstvě půdy v krasových oblastech ke vzniku novotvořeného půdního karbonátu ze vzlínající a odpařované vody. Tento půdní karbonát však má nenulovou aktivitu  $^{14}\text{C}$  a je potom během období zvýšených srážek opět rozpouštěn. Na základě těchto skutečností je tedy zřejmé, že se během dlouhodobé tvorby studované akumulace pěnovců aktivita  $^{14}\text{C}$  v podzemní vodě, a tedy počáteční aktivita  $^{14}\text{C}$  v uloženém pěnovci, měnila.

Všechny výše zmíněné nejistoty o neznámé počáteční aktivitě  $^{14}\text{C}$  v karbonátu představují jen část existujících problémů při datování karbonátů pomocí  $^{14}\text{C}$ . Většina akumulací pěnovců je silně porézní a po většinu doby po uložení jsou i vnitřní části akumulace přístupné cirkulující krasové vodě. Postdepoziční rozpouštění a nové vysrážení karbonátů je tedy reálnou možností. Diagenéze akumulací pěnovců je velmi rychlá, a proto je třeba na základě pečlivého studia mikrotextrur a makrotextrur posoudit význam těchto procesů.

V případě, kdy může být pro datování metodou  $^{14}\text{C}$  použita přímo organická hmota většina těchto problémů odpadá. Pozdější kontaminaci organických vzorků mobilními organickými sloučeninami lze ze vzorku odstranit postupným loužením. U vzorků organického charakteru lze konvenční radiouhlíkové stáří, vypočtené z měřené aktivity  $^{14}\text{C}$ , korigovat na skutečné kalendářní stáří pomocí publikovaných dendrochronologických křivek primární produkce  $^{14}\text{C}$  v atmosféře. Touto metodou byly datovány tři úrovně v horní části profilu obsahující uhlíky z ohnišť a jedna úroveň rozpadavého pěnovce se zvýšeným obsahem organického uhlíku ve spodní části profilu.

Jako třetí datovací metoda byla použita metoda  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ , založená na nerovnováze jednotlivých nuklidů v rozpadové řadě  $^{238}\text{U}$ . Tato metoda je dnes běžně užívána pro datování chemogenních karbonátů mladších než přibližně 400 tis. let. Metoda je založena na deficitu dceřiného izotopu  $^{230}\text{Th}$  oproti izotopové rovnováze v rozpadové řadě  $^{238}\text{U}$ . K úspěšné aplikaci této datovací metody musí být splněno několik předpokladů (FORD 1995, DICKIN 1995):

1. Izotopy uranu tvoří v rozsahu pH běžném na zemském povrchu rozpustné komplexy ve vodě a jsou koprecipitovány spolu s karbonátem. Mobilita izotopů Th je vzhledem k jejich adsorpci na jílové minerály v povrchových prostředích malá. Chemogenní nebo biogenní kalcit vznikající v povrchových prostředích má proto často značné koncentrace U (několik ppm), ale zanedbatelné koncentrace thoria. Dceřiný izotop  $^{230}\text{Th}$  je po vysrážení kalcitu ve značném deficitu oproti mateřskému izotopu  $^{234}\text{U}$  a následnou postupnou regeneraci rovnovážného poměru  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  lze užít pro datování. Ve většině vzorků přírodních kalcitů je však určité množství izotopu  $^{230}\text{Th}$  přítomno již při jejich vzniku, většinou v adsorbované formě na detritické jílovité

částice. Vliv tohoto na počátku přítomného  $^{230}\text{Th}$  lze posoudit podle přítomnosti obyčejného thoru  $^{232}\text{Th}$ . Poměr  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  větší nebo roven 20 zajišťuje, že příměr detriktického  $^{230}\text{Th}$  byla zanedbatelná (FORD 1995).

2. Stejně důležitým předpokladem úspěšného datování je „uzavřenost“ kalcitu po jeho vysrážení. Jakékoliv následné alterační procesy, jako je rekrystalizace nebo preferenční vyluhování uranu, mohou porušit chod radiometrických „hodin“. Doporučuje se, aby datovaný kalcit obsahoval alespoň 0,1 ppm U.

FORD (1995) uvádí, že pěnovce a travertiny vysrážené z přírodních pramenů jsou obecně méně vhodné pro datování pomocí členů v uranových rozpadových řadách než jeskynní sintry a krápníky. Pěnovce a travertiny mají často nízký obsah uranu pod 0,1 ppm a jšlové částice ve vodné suspenzi jsou často přítomny ve větších množstvích, což způsobuje, že poměry  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  jsou často nižší než 10.

Protože bylo možné, vzhledem ke geologické situaci, předpokládat v případě studovaného profilu poměrně vysoké obsahy U, byla i tato datovací metoda použita na profilu ve Svatém Janu pod Skalou.

Již na základě malakozoologické analýzy profilu bylo zřejmé, že tvorba pěnovců ve Svatém Janu pod Skalou nepokrývá hranici glaciál/holocén a nejstarší holocén. Proto byl hledán v oblasti Českého krasu vhodný doplňkový profil, ve kterém by malakostratigrafie indikovala přítomnost sedimentů z tohoto období a který by mohl být použit pro „nastavení“ klimatického záznamu ze Svatého Jana dále do minulosti. Zvolen byl profil v údolní akumulaci fluvialních vápenců – pěnovců v údolí Švarcavy na okraji Černošic. Sedimenty ze starší části tohoto profilu byly datovány pouze pomocí metody  $^{14}\text{C}$  v organické hmotě.

#### 4.1.1. Datování organické hmoty metodou $^{14}\text{C}$

Ve svrchní části profilu ve Svatém Janu na metráních 6,10–6,00 m, 4,00–4,10 m a 2,65–2,60 m byly přímo z očištěné stěny profilu odebrány uhlíky (dřevěné uhlí z pravěkých ohnišť nebo lesních požárů) o velikosti 2 až 8 mm. Svrchní horizont s uhlíky současně odpovídá poloze s nálezy keramiky pozdní štítarské fáze kultury knovízské (BENKOVÁ – ČTVERÁK 1998) a je tedy nezávisle datován i archeologicky. Ve spodní části profilu, kde se uhlíky již nevyskytují, byla pro datování použita organická hmota pohřbené půdy. Nejhlubší části profilu, které se nacházejí v úrovni pod hladinou spodní vody a jsou známy pouze z vrtu, nemohly být touto metodou zkoumány, protože výnos jádra z rozpadavých půdních poloh byl v tomto zvodnělém prostředí velmi slabý a bylo nebezpečí, že vzorky budou kontaminovány mladší organickou hmotou. Vzorky byly podrobeny postupnému loužení v kyselém prostředí, alkalickém prostředí a opět v kyselém prostředí. Tato procedura odstraní ze vzorku veškerý karbonát a mobilní formy organiky jako huminové kyseliny a podobně. Obsah  $^{14}\text{C}$  byl potom, vzhledem k malé hmotnosti vzorků, stanoven pomocí AMS (Accelerator Mass Spectrometry) v Rafter Radiocarbon Laboratory v Institute of Geological

and Nuclear Sciences na Novém Zélandě. Získaná data, vyjádřená jako aktivita  $^{14}\text{C}$ , jsou v tabulce 6 přepočtena jednak na konvenční radiouhlíková stáří, a potom na kalibrovaná (dendrochronologicky korigovaná) stáří.

Pro účely interpretace klimatických změn byla jednotlivým metráním profilu přiřazena modelová stáří, založená na aproximaci rovnoměrného přibývání mocnosti v daném intervalu (obr. 14). Místa zlomu modelové čáry odpovídají skutečně datovaným vzorkům. Ve spodní části profilu od metráže cca –3,00 m již nebylo možné datování  $^{14}\text{C}$  v organice realizovat. Data  $^{14}\text{C}$  z karbonátu (viz níže) naznačují, že úsek mezi metrání –3,00 m a bází akumulace pěnovců byl vytvořen během období dlouhého zhruba 1000 let. Stáří báze pevných pěnovců bylo proto odhadnuto na cca 9500 let před současností (viz níže) a v intervalu –3,00 až –9,65 m byla stáří k jednotlivým metráním přiřazena za předpokladu rovnoměrného přibývání mocnosti v tomto časovém úseku.

Modelová čára závislosti stáří organické hmoty na metrání v profilu (obr. 14) je podstatně strmější v hlubších částech profilu. To souvisí jednak se samotnou výstavbou akumulace pěnovců, kdy v nejstarším období byla akumulace pravděpodobně poněkud méně plošně rozsáhlá a při stejném přítoku vody tedy přirůstala rychleji, jednak s podstatně srážkově a klimaticky příhodnějšími poměry během klimatického optima holocénu (v atlantiku) oproti pozdějším obdobím, a také s tím, že výzkumný vrt použitý k odběru vzorků z nejspodnější části sekvence mohl procházet šikmo ukloněnou čelní částí kaskádového stupně. Analýza vrtného jádra však i zde naznačuje spíše jen mírné úklony vrstev a příčina je pravděpodobně v podstatně vyšších rychlostech růstu tělesa během atlantiku.

#### 4.1.2. Datování karbonátů metodou $^{14}\text{C}$

Navzdory výše zmíněným nejistotám byla metoda  $^{14}\text{C}$  v karbonátech při výzkumu studovaného profilu použita jako jediná metoda, kterou lze pokrýt celou mocnost profilu. Celkem bylo odebráno sedm vzorků pěnovců v rozmezí metrání +4,20 m až –8,35 m (viz obr. 7). Pro změření aktivity  $^{14}\text{C}$  ve vzorcích byla zvolena běžná konvenční metodika (counting) a radiouhlíková laboratoř University of Waterloo v Kanadě. Měřené aktivity  $^{14}\text{C}$  v karbonátu klesají ve shodě s očekáváním směrem do hloubky profilu a pohybují se od 54,0 pmc u nejvyššího datovaného vzorku po 30,1 pmc u nejhlouběji lokalizovaného vzorku (viz tab. 6).

Recentní aktivita  $^{14}\text{C}$  v  $\text{HCO}_3^-$  krasového pramene (83 pmc v roce 1987, HORVATINČIĆ et al. 1989; mezi 80,5 a 83,9 pmc v letech 1997 a 1998, nepublikované výsledky z probíhajícího výzkumu K. Záhrubského, J. Šilara a K. Žáka, viz též ŠILAR – ZÁHRUBSKÝ 1999) může být do určité míry ovlivněna výrazným zvýšením aktivity  $^{14}\text{C}$  v atmosféře v důsledku nukleárních testů v atmosféře zejména v první polovině šedesátých let. Proto je obecně vhodnější pro korekci počáteční aktivity karbonátu použít data z několika horizontů přímo v profilu, kde byla blízko sebe získána data  $^{14}\text{C}$  jak u organické hmoty, tak i z karbonátu (viz

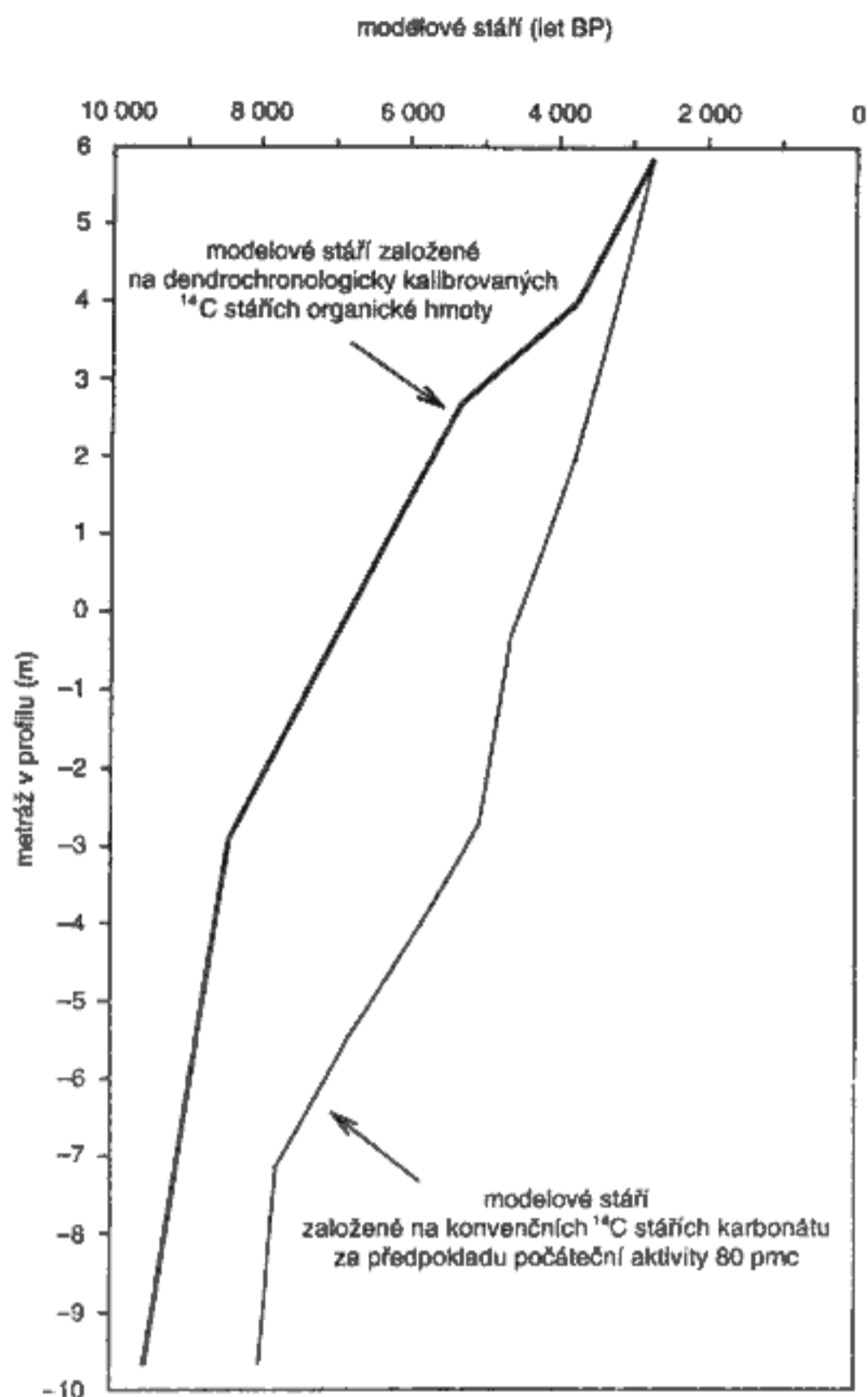
např. PAZDUR et al. 1988). Bohužel, data ze svatojanského profilu ukázala, že jednotná korekce počáteční aktivity  $^{14}\text{C}$  karbonátu v celém profilu není možná. Měřené páry organika–karbonát vykazaly velice rozdílné poměry měřených aktivit organické hmoty a karbonátu v jednotlivých částech profilu: na metrání +4,00 až +4,20 m organika 64,4 pmc a karbonát 54,0 pmc; na metrání -2,55 až -3,00 m organika 38,3 pmc a karbonát 42,7 pmc. Na základě těchto dat (a zejména páry z hloubek kolem cca -3 m, kde je  $A_{\text{car}} > A_{\text{org}}$ ) je zřejmé, že dnešní měřené aktivity  $^{14}\text{C}$  v karbonátu jsou ovlivněny nejen proměnlivostí počáteční aktivity, ale podstatně i postdepozičními změnami – diagenézí, rekrystalizací a depozicí později vytvořeného karbonátu v dutinách staršího pěnovce. Tato skutečnost byla doložena i mikroskopickým studiem (viz kap. 2). Za této situace není objektivní korekce dat  $^{14}\text{C}$  karbonátů a jejich přepočítání na skutečné stáří možná.

Modelové stáří založené na konvenčních radiouhlíkových stářích karbonátů, korigovaných pouze na jednotnou počáteční aktivitu 80 pmc za předpokladu nulového vlivu postdepozičních změn, je znázorněno v obr. 14. Značné odchylky od průběhu křivky založené na dendrochronologicky korigovaných datech organické hmoty dokládají, že pěnovce byly v jednotlivých částech profilu ovlivněny kromě variabilní počáteční aktivity  $^{14}\text{C}$  i postdepozičními změnami souvisejícími s rekrystalizací (dílčí travertinizací) a tvorbou novotvořeného karbonátu.

Jako základ pro interpretaci paleoklimatických změn byla proto použita dendrochronologicky korigovaná data organické hmoty. Přitom úsek mezi nejnižše položeným vzorkem datovaným pomocí  $^{14}\text{C}$  v organické hmotě (metráž -3,00 m) a bázi výskytu pěnovců v místě vrtu (metráž -9,65 m) nelze jednoznačně datovat, protože z hlubší části profilu pod -3,00 m nebylo možné vzorek na datování organické hmoty odebrat. Aktivity  $^{14}\text{C}$  v karbonátu klesají v této části profilu poměrně mírně, na rozdílu mocnosti 2,85 m (mezi metráními -5,45 a -8,30 m) je pokles aktivity  $^{14}\text{C}$  z 34,4 na 30,8 pmc, což odpovídá rozdílu ve stáří zhruba 1000 let. V nejhlubším úseku mezi -7,13 m a -8,30 m klesají aktivity  $^{14}\text{C}$  ještě mírněji (obr. 14). Na základě těchto skutečností byla odhadnuta tvorba celého úseku mezi metráními -3,00 m a bázi akumulace na zhruba 1000 let a bázi akumulace bylo přiřazeno stáří 9500 let před současností.

#### 4.1.3. Datování karbonátů pomocí $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

Pro pokus o datování touto metodou bylo zvoleno 5 vzorků pevných strukturních pěnovců z metrání +4,30 až +4,20 m, +2,05 až +1,95 m, -0,35 až -0,45 m, -2,55 až -2,65 m a -5,40 až -5,50 m, ze kterých byly také odebrány vzorky karbonátů pro datování metodou  $^{14}\text{C}$ . Vzorky vykazaly nadějně vysoké obsahy U v rozmezí od 0,263 do 0,761 ppm U. Datování bylo provedeno běžnou  $\alpha$ -spektrometrií v Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst (CERAK) v Belgii. U všech datovaných vzorků byla bohužel příměs detritického (klastického) thoriumu sorbovaného na jílové minerály příliš vysoká a poměr  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$



14. Výsledky datování organické hmoty a karbonátu ze souvrství pěnovců ve Svatém Janu pod Skalou metodou  $^{14}\text{C}$  v závislosti na hloubce v profilu. Stáří organické hmoty v kalibrovaných (dendrochronologicky korigovaných) letech před současností (BP). Místa zlomu modelové čáry odpovídají přímo datovaným vzorkům. Data aktivit uhlíku v karbonátu byla přepočtena na modelová stáří za předpokladu jednotné počáteční aktivity 80 pmc a jsou bez dendrochronologické korekce. Bližší vysvětlení viz text.

14. Results of  $^{14}\text{C}$  dating of organic matter (thick line, calibrated ages BP) and carbonate (thin line) from the calcareous tufa profile in Svatý Jan pod Skalou plotted against depth. Points where the model line changes its direction correspond to directly dated samples (see Tab. 6) Radiocarbon activities of carbonate were recalculated to model ages assuming constant initial  $^{14}\text{C}$  activity of 80 pmc and are without dendrochronological calibration.

byl ve všech případech nižší než 10 a vzorky vykazaly variabilní poměr  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  dokládající porušení uzavřenosti systému. Na základě získaných dat nebylo proto možné provést věrohodný výpočet stáří. Nejvhodnější byl vzorek z metrání -5,40 až -5,50 m, který obsahoval 0,761 ppm U a současně vykázal nejvyšší poměr  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  (viz údaje v tab. 7).

Po odvrtání výzkumného vrtu byla tato metoda ještě jednou testována na vybraném vzorku masivního pěnovce

Tabulka 6. Data  $^{14}\text{C}$  karbonátů a organické hmoty z profilu ve Svatém Janu pod Skalou  
 Table 6.  $^{14}\text{C}$  data of carbonates and organic matter from the calcareous tufa profile in Svatý Jan pod Skalou

laboratorní číslo	metráž v profilu (m)	popis vzorku	příprava a metoda měření vzorku	aktivita $^{14}\text{C}$ (% MC)	konvenční stáří $^{14}\text{C}$ (let BP)	kalibrované kalendářní stáří $^{14}\text{C}$ (interval věrohodnosti 95 %) (let BP)
Rafter Radiocarb. Lab., Nový Zéland NZA 5877	+6,00 až +6,10	Uhlíky separované z vrstvy č. 6 v poloze s keramikou kultury knovízské, 40–50 cm pod bází základu zdi. Datovaný materiál – uhlíky z ohně.	loužení A-A-A analýza AMS	71,61 ± 0,60	2639 ± 67	2876 až 2693 2653 až 2483
Univ. Waterloo, Kanada 55465	+4,20 až +4,30	Větší masivní blok pevnějšího strukturního pěnovce ve vrstvě č. 12. Datovaný materiál – karbonát	konvenční metodika	54,00 ± 0,47		
Rafter Radiocarb. Lab., Nový Zéland NZA 5878	+4,00 až +4,10	Uhlíky separované z úseku při hranici vrstev 13 a 14. Datovaný materiál – uhlíky z ohně.	loužení A-A-A analýza AMS	64,41 ± 0,61	3489 ± 77	3935 až 3555
Rafter Radiocarb. Lab., Nový Zéland NZA 5879	+2,60 až +2,65	Uhlíky separované ze svrchní části vrstvy č. 20 (zhruba v horní třetině vrstvy). Datovaný materiál – uhlíky z ohně.	loužení A-A-A analýza AMS	56,20 ± 0,51	4585 ± 74	5467 až 4997
Univ. Waterloo, Kanada 55466	+1,95 až +2,05	Pevný strukturní pěnovec ze středu velkého bloku ve vrstvě č. 22. Datovaný materiál – karbonát.	konvenční metodika	50,10 ± 0,46		
Univ. Waterloo, Kanada 55467	-0,35 až -0,45	Pevný strukturní pěnovec, svrchní část vrstvy č. 28. Datovaný materiál – karbonát.	konvenční metodika	45,00 ± 0,40		
Univ. Waterloo, Kanada 55468	-2,55 až -2,65	Pevný strukturní pěnovec, spodní část vrstvy č. 28. Datovaný materiál – karbonát.	konvenční metodika	42,70 ± 0,41		
Rafter Radiocarb. Lab., Nový Zéland NZA 7772	-2,95 až -3,05	Rozpadavý světle hnědý pěnovec s hlinitou příměsí. Datovaný materiál – organická hmota v hlinité příměsí.	loužení A-A-A analýza AMS	38,26 ± 0,32	7673 ± 68	8551 až 8325
Univ. Waterloo, Kanada 55469	-5,40 až -5,50	Pevný strukturní pěnovec, spodní okraj vrstvy 30. Datovaný materiál – karbonát.	konvenční metodika	34,40 ± 0,34		
Univ. Waterloo, Kanada 74030	-7,05 až -7,10	Pevný strukturní pěnovec z vrtu, horní část vrstvy č. 34. Datovaný materiál – karbonát.	konvenční metodika	30,54 ± 0,30		
Univ. Waterloo, Kanada 74031	-8,25 až -8,35	Pevný strukturní pěnovec z vrtu, spodní část vrstvy č. 34. Datovaný materiál – karbonát.	konvenční metodika	30,08 ± 0,30		

Loužení A-A-A (standardní loužení v kyselém, poté v alkalickém a opět v kyselém prostředí) bylo použito u organických vzorků. AMS – Accelerator Mass Spectrometry. Stáří pro vzorky karbonátů není vypočteno vzhledem ke značné proměnlivosti počáteční aktivity  $^{14}\text{C}$  v karbonátu (viz text). Laboratoře, ve kterých bylo provedeno datování, jsou uvedeny v tabulce.

For samples of organic matter both conventional and dendrochronologically calibrated  $^{14}\text{C}$  ages are given. Laboratories that produced individual datings are also given.

z vrtu z báze celé akumulace (metráž -8,30 m). datování bylo provedeno v Institutu geologických věd Polské akademie věd ve Varšavě (analytik H. Hercmanová). Vzorek obsahoval  $0,50 \pm 0,01$  ppm U. I v tomto případě byl poměr  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  nízký, takže nekorigované stáří  $10,39 \pm 0,24$  tis. let vyžaduje korekci. Vzhledem k tomu, že tento vzorek byl pro datování metodou  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  nejvhodnější a navíc pochází z báze celé akumulace, byly u něj příslušné korekce na odečet detritického thoria provedeny. Po těchto korekcích vychází stáří orientačně na  $8000 \pm 1000$  let před současností a není tedy v hrubém rozporu s přesnějším datováním metodou  $^{14}\text{C}$ .

## 4.2. ODBĚR VZORKŮ PRO ZÍSKÁNÍ GEOCHEMICKÉHO ZÁZNAMU KLIMATICKÝCH ZMĚN

Vzorky pro získání izotopového klimatického záznamu byly odebrány ve dvou fázích. V první fázi byly odebrány vzorky z volně přístupné části profilu ve stěně a v šachtici S1 (obr. 7). Profil byl nejprve očištěn od povrchové zvětralé vrstvy kontaminované recentní organickou hmotou o tloušťce zhruba 5 cm a byla vyčištěna a mírně prohloubena stávající šachtice. Vzhledem k silně pórovitému charakteru sedimentu považujeme celou akumulaci pěnoveců za

Tabulka 7. Výsledky datování pěnoveců metodou  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  v Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst v Belgii (analytik Y. Quinif)

Table 7. Results of  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dating (Y. Quinif, Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst, Belgium)

metráž v profilu (m)	popis vzorku	U (ppm)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{t=0}$	stáří (tis. let BP)
+4,20 až +4,30	Větší masivní blok pevnějšího strukturu pěnovec ve vrstvě č. 12. Datovaný materiál – karbonát.	$0,302 \pm 0,053$	$1,581 \pm 0,240$	$0,262 \pm 0,044$	$0,8 \pm 0,05$	1,636	–
+1,95 až +2,05	Pevný strukturu pěnovec ze středu velkého bloku ve vrstvě č. 22. Datovaný materiál – karbonát.	$0,263 \pm 0,051$	$2,570 \pm 0,399$	$0,121 \pm 0,023$	$1,1 \pm 0,2$	2,632	–
–0,35 až –0,45	Pevný strukturu pěnovec, svrchní část vrstvy č. 28. Datovaný materiál – karbonát.	$0,642 \pm 0,008$	$2,133 \pm 0,026$	$0,093 \pm 0,007$	$2,2 \pm 0,3$	2,167	–
–2,55 až –2,65	Pevný strukturu pěnovec, spodní část vrstvy č. 28. Datovaný materiál – karbonát.	$0,425 \pm 0,008$	$2,193 \pm 0,043$	$0,225 \pm 0,399$	–	2,287	–
–5,40 až –5,50	Pevný strukturu pěnovec, spodní okraj vrstvy 30. Datovaný materiál – karbonát.	$0,761 \pm 0,009$	$2,165 \pm 0,027$	$0,094 \pm 0,004$	$7,2 \pm 0,7$	2,201	$10,6 \pm 0,4$

system z hlediska geochemického otevřený. Celým objemem tělesa pěnoveců pronikala po tisíce let jak voda z pramene, tak i infiltrující voda z povrchu. Stěna umělého odkryvu, ve které se nachází vzorkovaný profil, v důsledku přirozeného opadu poměrně rychle ustupuje. Hlubší čištění profilu jsme vzhledem k těmto skutečnostem a s ohledem na to, že jde o chráněnou lokalitu, nepovažovali za účelné.

Z profilu bylo poté zásekovou metodou odebráno nejprve 69 vzorků (vz. č. 1 až 69 v příloze 1). Každý zásek představuje přibližně průměrný vzorek, reprezentující hloubkový interval okolo 20 cm. Hranice jednotlivých zásekových vzorků přitom byly zvoleny tak, aby se pokud možno kryly s litologickými hranicemi.

Druhá fáze odběru vzorků byla zaměřena na tu část souvrství pěnoveců, která se nachází pod hladinou podzemní vody. Vrtáno bylo mobilní vrtovou soupravou ve dně šachtice. Ústí vrtu bylo paženo, aby se předešlo kontaminaci vzorků napadávku ze dna šachtice. Bylo vrtáno rotačně s výplachem na jádro, průměrem 93 mm, hlouběji potom průměrem 59 mm. V pevných pěnovecích byl výnos jádra téměř stoprocentní, z klastických a hlinitých poloh mnohem nižší. Přesto se podařilo i z těchto poloh získat alespoň klastický materiál pro orientační valounovou analýzu. Z vrtu bylo poté stejnou zásekovou metodou odebráno dalších 14 vzorků (č. 70 až 83 v příloze 1), takže celkový počet vzorků pokrývajících celou mocnost pěnoveců v profilu (více než 16 m) činil 83. V úseku mezi metrážemi přibližně –5 a –6 m se vzorky z šachtice (která má stupňovité dno) a z vrtu překrývají a v příloze 1 jsou seřazeny nikoliv podle čísel, ale podle hloubky odběru.

Ze vzorků pro geochemická stanovení byl potom v laboratoři pečlivou kontrolou pod binokulárním mikroskopem odstraněn veškerý hrubozrný klastický materiál. Ten byl problémem zejména u vzorků z horizontů pohřbených půd a u štěrkovitých poloh. V některých případech byla k odstranění klastického materiálu použita kombinace přebírá-

ní a síťování. Jemnozrný klastický materiál (křemenná zrna a jílové minerály) nebyly ze vzorků odstraňovány. Po této časově velmi náročné práci byly vzorky zhomogenizovány, kvartovány na cca 50 g a uloženy v PE kontejnerech. Ve všech vzorcích poté bylo stanoveno izotopové složení uhlíku a kyslíku karbonátu a obsah karbonátu. U vzorků se zvýšeným obsahem organické hmoty byl stanoven i obsah organické hmoty a izotopové složení uhlíku organické hmoty. Pět vzorků pohřbených půd nejbohatších na organický uhlík bylo analyzováno i metodou Rock-Eval. U tří vzorků pěnoveců bohatých na karbonát byla provedena kompletní silikátová analýza. Ve vybraných vzorcích s rozdílným obsahem karbonátu a organické hmoty byly stanoveny i obsahy dalších stopových prvků. Obsahy karbonátu, organické hmoty a výsledky izotopových stanovení včetně chyb stanovení jsou shrnuty v příloze 1. Ostatní geochemická data jsou v příloze 2.

Z doplňkového profilu v údolí Švarcavy byla také odebrána sada vzorků pro stanovení izotopového složení uhlíku a kyslíku (data jsou v příloze 3) a jeden vzorek pro datování metodou  $^{14}\text{C}$  v organické hmotě.

#### 4.3. VYHODNOCENÍ GEOCHEMICKÉHO ZÁZNAMU KLIMATICKÝCH ZMĚN

Pro vyhodnocení záznamu klimatických změn v geochemických datech bylo každému vzorku ve studovaném profilu ve Svatém Janu pod Skalou přiřazeno na základě jeho metráže v profilu modelové stáří založené na čtyřech úrovních datovaných pomocí  $^{14}\text{C}$  v organické hmotě a na předpokladu rovnoměrného přibývání mocnosti v čase mezi těmito opěrnými body. Všechna stáří uváděná v této kapitole jsou dendrochronologicky kalibrovaná (kalendářní) stáří před současností (Before Present, BP, za současnost se konvenčně považuje rok 1950).

Nejistota ve stáří těchto čtyř přímo datovaných úrovní v profilu vyplývá z vlastní chyby stanovení této metody a z oscilace primární produkce  $^{14}\text{C}$  v atmosféře. Tyto oscilace lze sice kalibrovat a jejich vliv na vypočtené stáří tak minimalizovat, v některých úsecích kalibrační křivky však interval nejistoty změřené aktivity  $^{14}\text{C}$  vymezil na kalibrační křivce více než jeden interval opraveného stáří. Z uvedených nejistot vyplývá celková chyba v datování těchto čtyř úrovní v profilu v řádu prvních stovek let.

V úsecích mezi těmito čtyřmi přímo datovanými horizonty byl použit zjednodušující předpoklad rovnoměrného přibývání mocnosti. Tento předpoklad je nesprávný, protože akumulace pěnoveců jistě nepřirůstala rovnoměrně, četná přerušení nebo zpomalení růstu jsou dokumentována zejména v horní části profilu přítomností vložených púd. Tok krasové vody se také na povrchu rozsáhlého tělesa jistě překládal. Obecně proto může činit chyba v datování některých úseků profilu až  $\pm 500$  let, lokálně v blízkosti pseu-

dofosilných púd nebo v úseku mezi nejnižše položeným přímo datovaným vzorkem a bází profilu i více.

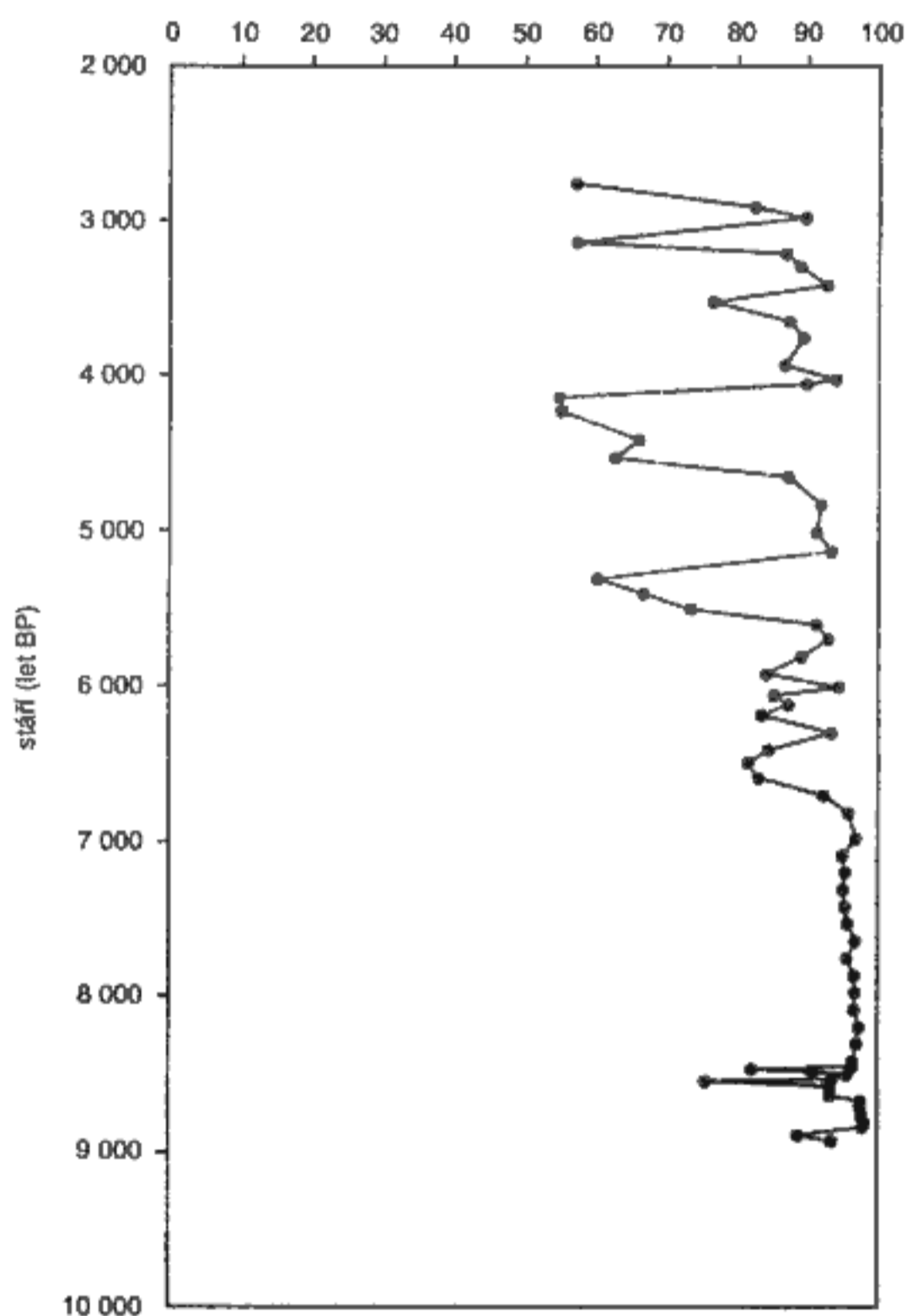
#### 4.3.1. Variabilita obsahu karbonátu v akumulaci pěnoveců ve Svatém Janu pod Skalou

Variabilita obsahu karbonátu v závislosti na stáří jednotlivých vzorků je znázorněna v obrázku 15. Vůbec nejvyšší obsahy karbonátu (přes 98 %) se vyskytují v krátkém úseku datovaném mezi 8800 a 8600 let BP. Kolem úrovně datované na zhruba 8500 let BP je několik zřetelných horizontů se zvýšeným obsahem klastického nekarbonátového materiálu. Nejstabilnější klimatické podmínky (teplé a vlhké vyrovnané klima, zamezující pohybu klastického materiálu údolím Propadlé vody) a tedy období tvorby masivního „stavebního“ pěnovce s obsahy karbonátu nad 95 % je vymezeno metrážemi  $-3,00$  až  $+0,07$  m a odpovídajícími daty zhruba 8400 až 6700 BP. V celém tomto úseku neobsahuje profil téměř žádný klastický nekarbonátový materiál. V druhé polovině atlantiku (zhruba od 6700 let BP) klesá podíl karbonátu a nepravidelně se zvyšuje zastoupení klastického nekarbonátového materiálu, které dosahuje prvního maxima v horizontu tzv. spodní suti (metráž  $+1,05$  až  $+1,20$  m, zhruba 6200 let BP). Nadložní sekvence (časově odpovídající pozdnímu atlantiku a subboreálu v klasickém Blyttově-Sernanderově členění holocénu nebo pozdnímu atlantiku a epiatlantiku sensu JÄGER 1969) je litologicky velmi pestrá a obsahuje četné horizonty bohaté na klastický karbonátový i nekarbonátový materiál i horizonty pohřbených púd s obsahem organického uhlíku zpravidla do 0,5 %. Nejnižší obsahy karbonátu okolo 55 % jsou dosaženy v půdním horizontu (vrstva 15) v rozsahu metrží  $+3,50$  až  $+3,75$  m. Není jisté, zda tyto půdní horizonty jsou autochtonní (tj. vznikaly in situ na povrchu akumulace pěnoveců v obdobích jejího dočasného vyschnutí), nebo zda se jedná o redeponovaný půdní materiál, vějřovitě rozplavený na povrch akumulace z údolí Propadlé vody, který zde byl poté poznamenán normálním půdním vývojem. Mikroskopicky se půdy jeví jako autochtonní (viz kap. 2.1.5.). Přítomnost klastického materiálu v púdách (slíd, křemenných zrn a podobně, např. ve vrstvě č. 15) naopak naznačuje značný vliv redepozice.

Výrazný horizont tzv. horní suti na metrží  $+5,05$  až  $+5,20$  m v horní části celé sekvence odpovídá časově zhruba roku 3100 BP, tedy konci epiatlantiku sensu JÄGER (1969). Nevysoko nad tímto horizontem tvorba pěnoveců ustává.

Variabilita obsahu karbonátu v pěnovecích obecně závisí na obsahu klastického materiálu, tedy jílových minerálů a hrubších nekarbonátových klastik (karbonátové klasty byly ze vzorků odstraněny). Předpokládáme, že klastický materiál se do akumulace pěnoveců dostává z rokle Propadlé vody a přilehlých svahů, nikoliv cestou, kterou přitékají podzemní krasové vody. Přínos klastik do studované akumulace pěnoveců ve Svatém Janu pod Skalou je kontrolován několika faktory. Největší vliv mělo zakrytí krajiny vegetací, které závisí zejména na teplotě a množství srážek.

obsah  $\text{CaCO}_3$  (hmot. %)



15. Variabilita obsahu kalcitu v pěnovecích v závislosti na stáří. Jednotlivým hloubkám v profilu bylo přiřazeno stáří podle dendrochronologicky korigovaných dat  $^{14}\text{C}$  v organické hmotě (viz data  $^{14}\text{C}$  organické hmoty v obr. 14 a text pro bližší vysvětlení).

15. Variability in calcite content in calcareous tufa vs. model age. For relationship of model age to depth the  $^{14}\text{C}$  organic matter model line in Fig. 14 was used.

U srážek je však neméně důležité i jejich rozložení během roku a případná existence přívalových srážek, které mohou vytvořit i během jediné krátkodobé srážkové události zřetelný horizont klastik.

### 4.3.2. Izotopy kyslíku v karbonátu

Získaná data  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu ze studovaného profilu jsou v závislosti na jejich stáří znázorněna v obrázku 16. Kromě dat z pěnoveců ve Svatém Janu pod Skalou je v tomto obrázku znázorněna i variabilita  $\delta^{18}\text{O}$  v kontinentálním ledu Grónska, pro období 10 500 až 2 500 let BP. Tato srovnávací data byla zvolena, protože mají dostatečně přesné časové rozlišení, pokrývají celý studovaný časový úsek a přímo odrážejí variabilitu  $\delta^{18}\text{O}$  srážkových vod v severním atlantickém prostoru. Použitá srovnávací data jsou z databáze GISP2, hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  podle GROOTESE et al. (1993) a STUIVERA et al. (1995) a použité datování těchto vrstev v ledovcích je podle SOWERSE et al. (1993) a MEESE et al. (1994).

Před vlastním vyhodnocením izotopových dat kyslíku z karbonátů ukládaných krasovými vodami je třeba v obecné rovině diskutovat o tom, jaké faktory určují výsledné hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu. Za předpokladu (zpravidla dosažené) teplotně závislé izotopové rovnováhy kyslíku mezi precipitovaným karbonátem a krasovou vodou je izotopové složení kyslíku karbonátu určováno dvěma faktory:

- a) teplotou vzniku,
- b) izotopovým složením kyslíku vody, ze které vzniká.

Teplotní závislost izotopové frakcionace mezi kyslíkem vody a kyslíkem karbonátu způsobuje, že v oblasti teplot mezi 5 a 15 °C se při snížení teploty o 1 °C zvýší hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu zhruba o 0,25 ‰. To by ovšem platilo pouze za předpokladu konstantního izotopového složení kyslíku vody. Srážkové vody však vykazují, kromě roční variability, také dlouhodobé změny průměrného izotopového složení kyslíku v závislosti na změnách klimatu. YURTSEVER a GAT (1981) a ROZANSKI et al. (1993) odhadli závislost izotopového složení kyslíku recentních meteorických vod na průměrné roční teplotě na základě dlouhodobých dat. Snížení průměrné roční teploty o 1 °C způsobí snížení hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  meteorických vod v průměru o 0,6 ‰. GRAY a THOMPSON (1977) odhadli na základě dat  $\delta^{18}\text{O}$  celulózy z kmenů stromů změnu v průměru 0,5 ‰ na 1 °C. YONGE et al. (1985) přímo měřili teplotní závislost izotopového složení infiltrujících krasových vod se závislostí zhruba 0,4 ‰ na 1 °C. Tyto závislosti však nelze použít pro dlouhodobé klimaticky kontrolované změny hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  srážkových vod během geologické historie. Ty jsou navíc ovlivněny řadou dalších faktorů, například akumulací ledu s nízkou hodnotou  $\delta^{18}\text{O}$  během glaciálů (LAURITZEN 1995), oblastmi zdroje vodní páry a směry proudění vzdušných mas a podobně.

Oba efekty, tedy frakcionace kalcit–voda (která je dostatečně přesně kalibrována) a teplotní závislost hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  srážkových vod během geologické minulosti (která není dostatečně přesně kalibrována), mají na výsledné hodnoty

$\delta^{18}\text{O}$  karbonátu opačný vliv. Přitom vliv změn teploty na izotopové složení kyslíku srážkových vod bývá v mírných zeměpisných šířkách během holocénu zpravidla výraznější než vliv změn teploty na izotopovou frakcionaci kyslíku mezi karbonátem a vodou. V literatuře lze nalézt případy, kdy převažuje vliv změny teploty při depozici karbonátu i případy, kdy převažuje vliv změny  $\delta^{18}\text{O}$  srážkových vod (příklady uvádí např. GASCOYNE 1992). Kombinovat oba efekty pro holocenní krasové karbonáty se pokusili také DORALE et al. (1992). PAZDUR a PAZDUR (1988) dospěli k závěru, že v pěnovecích Polska se budou hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu vysráženého z krasových vod při poklesu teploty snižovat a při vzestupu teploty zvyšovat, a že tedy dominovat bude vliv změny  $\delta^{18}\text{O}$  srážkových vod. ANDREWS et al. (1996a, b) studovali recentní karbonáty z povrchových toků různých oblastí Evropy a dospěli k názoru, že zjištěné regionální rozdíly v hodnotách  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu velmi dobře odrážejí zejména rozdíly v hodnotách  $\delta^{18}\text{O}$  meteorických (srážkových) vod.

Zbývá diskutovat otázku vlivu variability teploty vyvěrající vody a možného vlivu odparu vody přímo v místě depozice pro konkrétní studovaný objekt. Během tří let sledování (od listopadu 1994 do října 1997) vykazoval krasový pramen jen minimální variabilitu teploty a kromě několika krátkodobých poklesů (nejnižší na 10,5 °C) po mimořádně vydatných přívalových srážkách se teplota pohybovala v úzkém rozmezí od 11,1 do 11,6 °C (viz kap. 5). Tato teplota je zřetelně vyšší než průměrná roční teplota studované oblasti a dokládá poměrně hluboký oběh hlavní složky podzemní vody. Svatojanský krasový pramen se tedy vzhledem ke své stabilní teplotě a málo variabilní vydatnosti nechová jako typické krasové vývěry související s rozsáhlejšími otevřenými krasovými systémy, které většinou vykazují mnohem výraznější změny teploty. Také sezonní variabilita hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  vody pramene byla během tří let sledování téměř vyhlazena (viz obr. 36 a kap. 5.7.). Základní klimatická data pro současné období jsou uvedena v kap. 1.3.

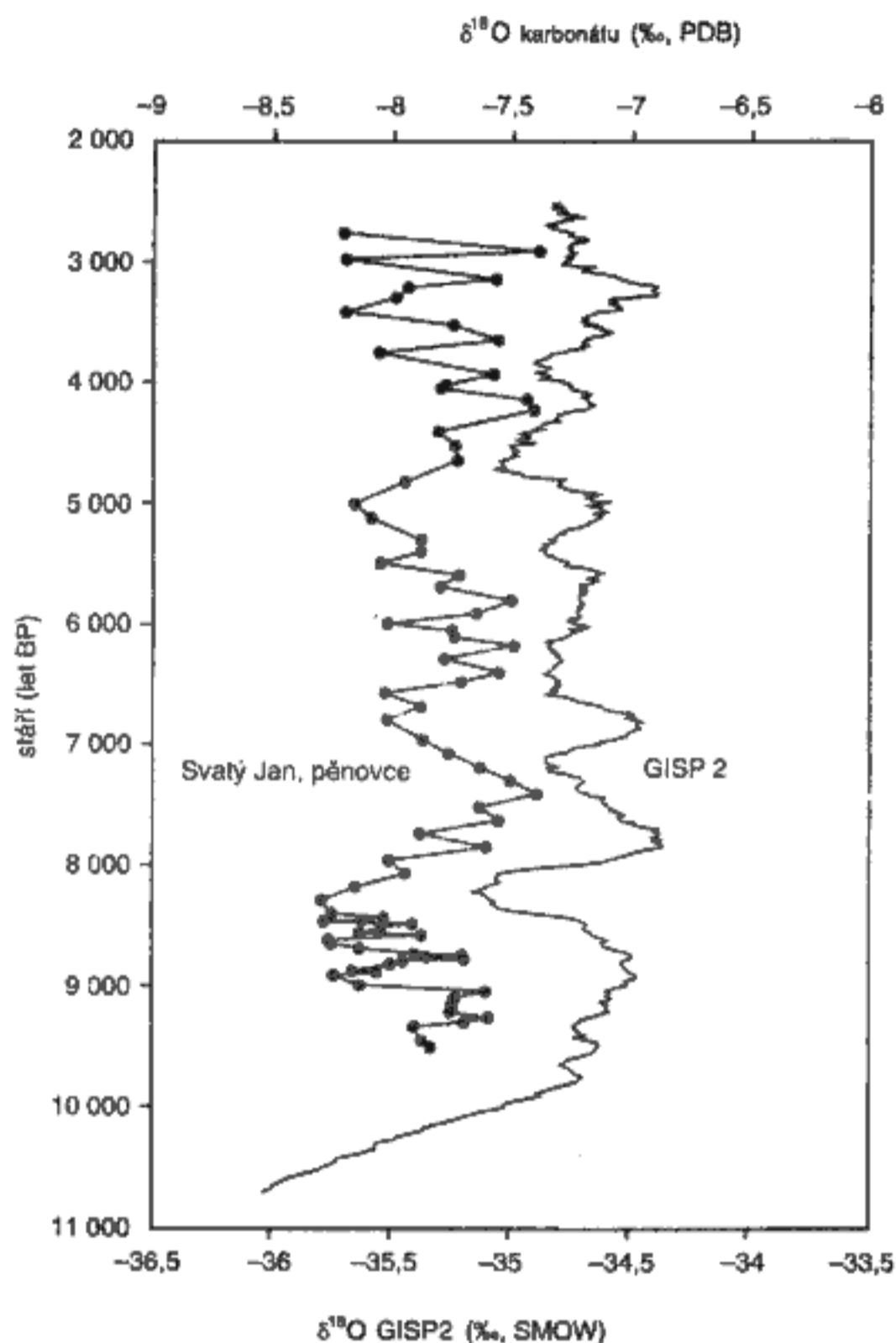
Většina jeskyní teplotně reaguje na klimatické změny poměrně velmi rychle. Větší jeskynní systémy (s výjimkou specifických statických chladných a ledových jeskyní) mají teploty zpravidla blízké průměrné teplotě za několik předchozích let. Teplota vody svatojanského krasového pramene však není určována prostředím takovýchto volných jeskynních prostor, ale spíše teplotou vody ve zvodni krasově-puklinového charakteru s velkým objemem a relativně velkou hloubkou pod povrchem infiltrační oblasti (více než 200 m, viz kap. 5.8.). Taková prostředí teplotně reagují na dlouhodobé klimatické změny na povrchu s určitým zpožděním (zejména v závislosti na množství vody, která jimi protékají) a krátkodobé výkyvy klimatu nesledují. Lze proto odhadnout, že na počátku holocénu mohla být teplota vyvěrající vody mírně nižší než dnes, po většinu holocénu se však příliš neměnila a variabilita  $\delta^{18}\text{O}$  ve studovaném karbonátu odráží zejména variabilitu  $\delta^{18}\text{O}$  ve srážkových vodách. Vzhledem k velké vydatnosti pramene lze změny teploty mezi místem vývěru a místem depozice karbonátu zanedbat. Za významný nepovažujeme ani vliv



odparu vody na povrchu akumulace pěnoveců. V některých obdobích, během částečného vysychání povrchu akumulace, však mohl mít odpar vody důležitý vliv, zejména v půdních horizontech.

Zjištěné hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu ve studovaných 83 vzorcích pěnoveců kolísají pouze v rámci 0,9 ‰ (minimum  $-8,29$  ‰, maximum  $-7,39$  ‰) proti standardu PDB. Za předpokladu změny hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  vody o 0,6 ‰ na 1 °C a předpokladu konstantní teploty vyvěrající vody, odpovídá tato variabilita hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu variabilitě průměrné roční teploty v rozmezí zhruba 1,5 °C.

Pokud budeme předpokládat, že teplota vyvěrající vody



16. Variace izotopového složení kyslíku karbonátu studovaných pěnoveců v závislosti na stáří. Vztah mezi stářím a hloubkou v profilu použit podle dat organické hmoty v obrázku 14. Srovnávací křivka oscilací  $\delta^{18}\text{O}$  ve vrtu GISP2 v ledovcích Grónska je podle GROOTESE et al. (1993) a STUIVERA et al. (1995) a použité datování těchto vrtů v ledovcích je podle SOWERSE et al. (1993) a MEESE et al. (1994). Izotopové složení kyslíku karbonátu vyjádřeno proti mezinárodnímu standardu PDB, izotopové složení kyslíku v ledu GISP2 proti standardu SMOW.

16. Variations in oxygen isotope composition of carbonate from the studied calcareous tufa profile vs. model age. For relationship of model age to depth the organic matter model line in Fig. 14 was used. For comparison oscillations of ice  $\delta^{18}\text{O}$  in Greenland GISP2 are also shown ( $\delta^{18}\text{O}$  based on GROOTES et al. 1993 and STUIVER et al. 1995, and GISP2 dating after SOWERS et al. 1993 and MEESE et al. 1994).

se měnila v závislosti na průměrné roční teplotě a že srážkové vody sledovaly během holocénu podobnou závislost hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  na teplotě jako recentní srážkové vody, bude výsledná změna hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu dána rozdílem mezi oběma frakcionačními mechanismy (viz výše) a bude odpovídat přibližně 0,35 ‰ na 1 °C. Potom by zjištěná variabilita hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu v rámci 0,9 ‰ odpovídala celkové variabilitě teploty zhruba v rámci 2,6 °C. Skutečnost bude nejspíše ležet někde mezi těmito dvěma odhady.

Oscilace na křivce  $\delta^{18}\text{O}$  ledu z Grónska (viz obr. 16) nebo křivce  $\delta^{18}\text{O}$  v pěnovecích Polska (PAZDUR et al. 1988) mají ve studovaném období amplitudu zhruba stejné velikosti. Získaná data naznačují, že průměrná teplota se v období mezi 9500 BP a 2500 BP nejspíše příliš neměnila a že celková amplituda změn nebyla více než 3 °C. Vzhledem ke stabilitě teploty vyvěrající podzemní vody však získaná data nevyovídají nic o roční variabilitě teploty (rozdílu letních a zimních teplot), která se mohla během holocénu v závislosti na převládání oceánských nebo kontinentálních vlivů podstatně měnit.

#### 4.3.3. Variabilita izotopového složení uhlíku karbonátu a uhlíku organické hmoty

Variabilita hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátu ze studovaného profilu je zřetelně větší než variabilita hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu. Hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátu oscilují ve studovaném profilu mezi  $-7,92$  a  $-10,54$  ‰ PDB, tedy v rámci 2,6 ‰, zatímco variabilita hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu je jen v rámci 0,9 ‰. Navíc bylo zjištěno, že hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátu se chovají odlišně ve dvou litologicky odlišných částech profilu. Ve spodní části profilu charakterizované masivními „stavebními“ pěnovci a časově odpovídající klimatickému optimu holocénu hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu nekorelují, zatímco v litologicky pestrém nadložním komplexu pěnoveců, vložených sutí a pseudofosilních půd je mezi těmito hodnotami značný stupeň korelace. To je patrné jak z grafu závislosti hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu na stáří (obr. 17), tak i z grafu  $\delta^{13}\text{C}$  proti  $\delta^{18}\text{O}$  (obr. 18), kde jsou patrné dvě výrazně odlišné populace, jedna bez korelace mezi oběma hodnotami a druhá s poměrně vysokým stupněm korelace. Dělítkem mezi těmito dvěma sekvencemi je litologicky horní hranice masivních pěnoveců, časově odpovídající zhruba 6500 letům BP, stratigraficky tedy hranici mezi atlantickým a epiatlantickým (sensu JÄGER 1969). Klimaticky tato hranice odpovídá přechodu od stabilního teplého a vlhkého klimatu v atlantiku k rychlému střídání vlhkých a suchých period v epiatlantiku. Archeologicky je tento přechod charakterizován expanzí neolitických zemědělských a pasteveckých kultur. Je zřejmé, že hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátu byly ve spodní části a v horní části studované sekvence kontrolovány jinými faktory.

Hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  krasových karbonátů nemají jednoduchou závislost na teplotě, ale jsou kontrolovány dvěma hlavními skupinami procesů:

– půdní procesy určují v závislosti na teplotě, vlhkostních

poměrech půdy a množství organických látek parciální tlak  $\text{CO}_2$  v půdě a kontrolují složité izotopové výměny mezi  $\text{HCO}_3^-$  sestupující vody a plynným  $\text{CO}_2$  v půdní atmosféře,

– únik  $\text{CO}_2$  z roztoku, zvýšení pH a nárůst koncentrace  $\text{CO}_3^{2-}$  iontů v místě depozice kalcitu mohou být v závislosti na rychlosti celého procesu kontrolovány rovnovážnými nebo kinetickými izotopovými frakcionacemi uhlíku (TURNER 1982), často za přispění rostlin.

Vzhledem k tomu, že na výsledné hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátu ukládaného z povrchových krasových vod má vliv řada faktorů, není jednoduchá interpretace hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  možná. Paralelní oscilace hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu ve svrchní části profilu je pravděpodobně způsobena vlivem vysychání půdy v infiltrační oblasti nebo vlivem zpomalení tvorby pěnovce přímo v místě depozice. Ve studovaných pěnovcích jižního Polska našli PAZDUR et al. (1988) korelaci hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu v naprosté většině studovaných případů. Z tohoto pohledu se jeví masivní pěnovce ze spodní části sekvence ve Svatém Janu výjimečné a zřejmě odpovídají období s vyšší koncentrací hydrogenuhlíčitanu ve vyvěrající vodě a s dominantně anorganickými procesy srážení kalcitu.

Hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  organické hmoty bylo možné stanovit jen v horizontech bohatších na organickou hmotu. Získaná data (viz příloha 1) oscilují mezi  $-26,3$  a  $-30,6$  ‰ a jsou v rozmezí hodnot typických pro terestrickou organickou hmotu. Mezi hodnotami  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátu a  $\delta^{13}\text{C}$  organické hmoty je určitá míra korelace a rozdíly

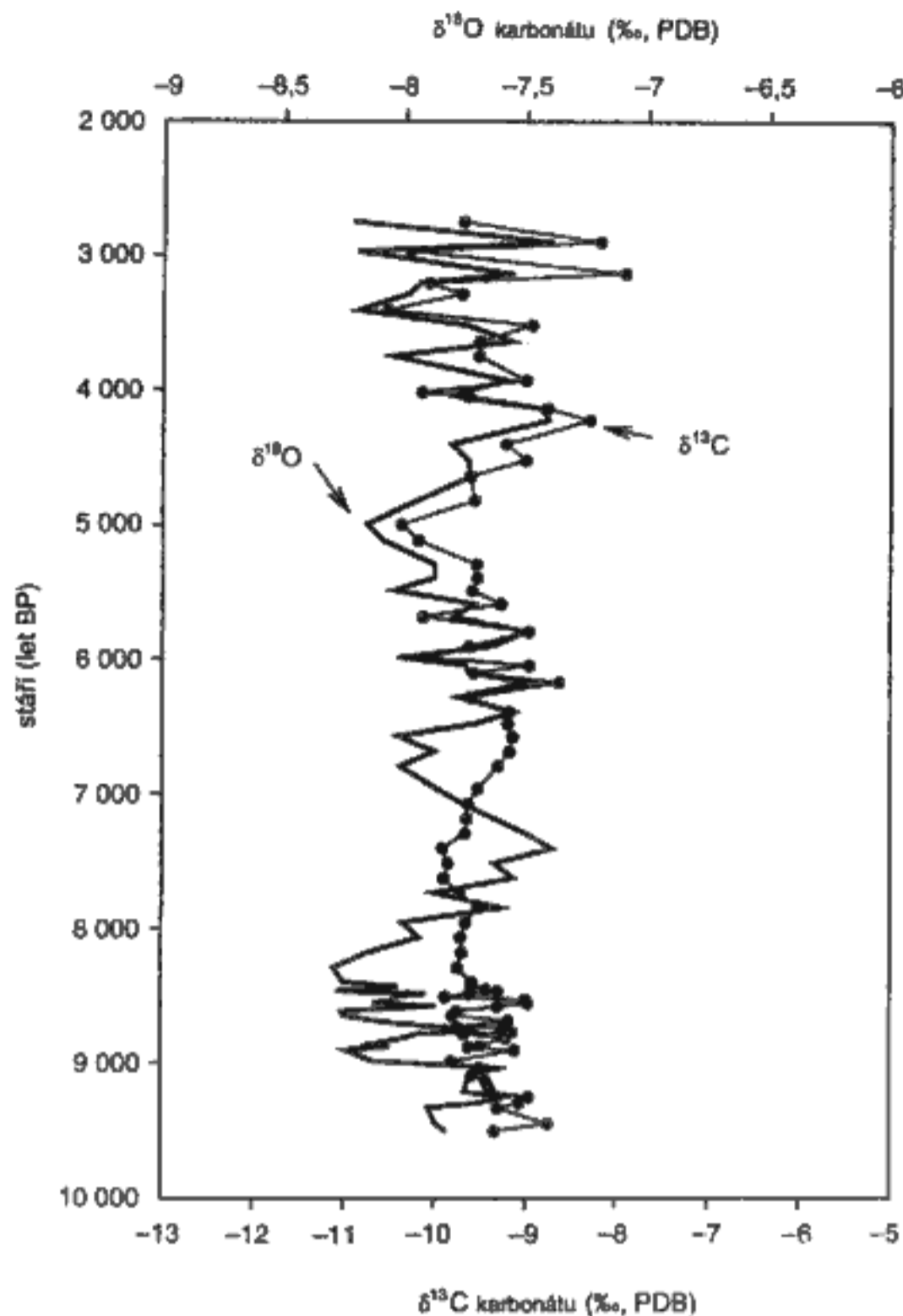
$$\Delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{karbonátu}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{organické hmoty}}$$

jsou poměrně stabilní. To naznačuje, že proměnlivost hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  organické hmoty (v půdách infiltrační oblasti) mohla být jedním z důležitých faktorů kontrolujících proměnlivost  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátů.

#### 4.3.4. Výsledky studia doplňkového profilu v údolí Švarcavy

Na základě malakozoologické analýzy profilu v nivních fluvialních vápencích (pěnovcích) v údolí Švarcavy na západním okraji Černošic byl učiněn předpoklad (LOŽEK 1967, 1968, viz též kap. 3. v tomto svazku), že tento sedimentární profil představuje v rámci Českého krasu jednu z nečetných lokalit, kde je zachycen přechod z glaciálu do holocénu. Již raný holocén by zde podle biostratigrafie profilu měl být představován sedimenty bohatými na karbonát. Poté, co byla geochronologickými daty potvrzena absence pěnovců časného holocénu ve Svatém Janu pod Skalou, byl profil v údolí Švarcavy zvolen jako vhodný doplňkový profil, s jehož pomocí by bylo možné klimatický záznam ze Svatého Jana, založený na poměrech stabilních izotopů uhlíku a kyslíku v karbonátu, prodloužit dále do minulosti.

Ukládání fluvialních vápenců v údolí Švarcavy souvisí s faktem, že tok je ve spodním úseku značnou měrou dotován přítoky podzemních krasových vod s vysokou koncentrací  $\text{HCO}_3^-$ . Mechanismus tvorby vápenců je tedy po-



17. Závislost hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátu pěnovců ze Svatého Jana na stáří. Vztah mezi stářím a hloubkou v profilu použit podle dat organické hmoty v obrázku 14.

17. Carbonate  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  vs. model age plot for the studied profile in calcareous tufa in Svatý Jan pod Skalou. For relationship of model age to depth the organic matter model line in Fig. 14 was used.

dobný jako v případě Svatého Jana s tím rozdílem, že u depozice v povrchovém toku lze předpokládat více proměnlivou teplotu vody během depozice. U sedimentárních profilů, vzniklých činností povrchových toků, může být značným problémem redepozice dříve vytvořeného karbonátového sedimentu. Zvláštní opatrnost je třeba věnovat sedimentům obsahujícím karbonátové onkolity v jinak nekarbonátovém sedimentu, právě vzhledem k možnosti jejich redepozice.

Původní profil V. Ložka v údolí Švarcavy byl očištěn a zavalená sonda prohloubena na hladinu podzemní vody na jaře roku 1996. Stěna profilu byla odtěžena do hloubky zhruba 0,5 metru, aby se předešlo kontaminaci recentním materiálem. Z profilu bylo odebráno 12 vzorků na stanovení stabilních izotopů uhlíku a kyslíku v karbonátech a jeden vzorek na datování pomocí  $^{14}\text{C}$  v organické hmotě. Vzorek na datování pocházel z neporušeného souvrství na metrůží  $-3,40$  m pod povrchem nivního stupně, tedy z horní hranice vrstvy 19 ve schématu V. Ložka (světlé šedý písčité jíl s karbonátem, viz kap. 3.). Tato úroveň v profilu odpovídá

přibližně přechodu mezi sedimentací relativně na karbonát chudých vrstev 20 a 19 a sedimentací nadložního souvrství poměrně čistých fluviálních vápenců.

Vzorek byl podroben stejnému systému loužení jako vzorky ze Svatého Jana a byl datován metodou AMS v Rafter Radiocarbon Laboratory na Novém Zélandě, stejně jako vzorky ze Svatého Jana pod Skalou (č. anal. NZA 7702). Reziduální organická hmota vzorku vykazala koncentraci radiouhlíku  $37,05 \pm 0,41$  pmc, což odpovídá konvenčnímu radiouhlíkovému stáří  $7930 \pm 89$  let BP a po korekci na variabilitu v primární produkci  $^{14}\text{C}$  dendrochronologicky korigovanému stáří v intervalu 8954 až 8554 let BP (interval 68 % věrohodnosti).

Provedené datování tedy naznačilo, že nástup tvorby relativně čistých sladkovodních vápenců je ve Svatém Janu a v nivních sedimentech údolí Švarcavy zhruba synchronní. K ověření této skutečnosti byly ve dvanácti vzorcích analyzovány poměry stabilních izotopů uhlíku a kyslíku. Získaná data jsou uvedena v příloze 3 a znázorněna v obrázcích 18 a 19. Za předpokladu, že výrazný horizont tzv. spodní suti v profilu v údolí Švarcavy (vrstva 12) zhruba odpovídá spodnímu suťovému horizontu (vrstva 25) ve Svatém Janu, lze obě křivky variability  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu poměrně dobře paralelizovat. Pozitivní výkyv hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu odpovídající maximu teploty na metrůždi zhruba  $-2,80$  m (spodní část vrstvy 16) v profilu Švarcava by potom odpovídal pozitivnímu výkyvu teploty na metrůždi zhruba  $-1,10$  m ve Svatém Janu a kalibrovanému stáří zhruba 7400 let BP.

Nejspodnější vzorek z profilu Švarcava má mírně nižší hodnotu  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu odpovídající nižší teplotě. Hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu tohoto vzorku jsou nižší než všechna

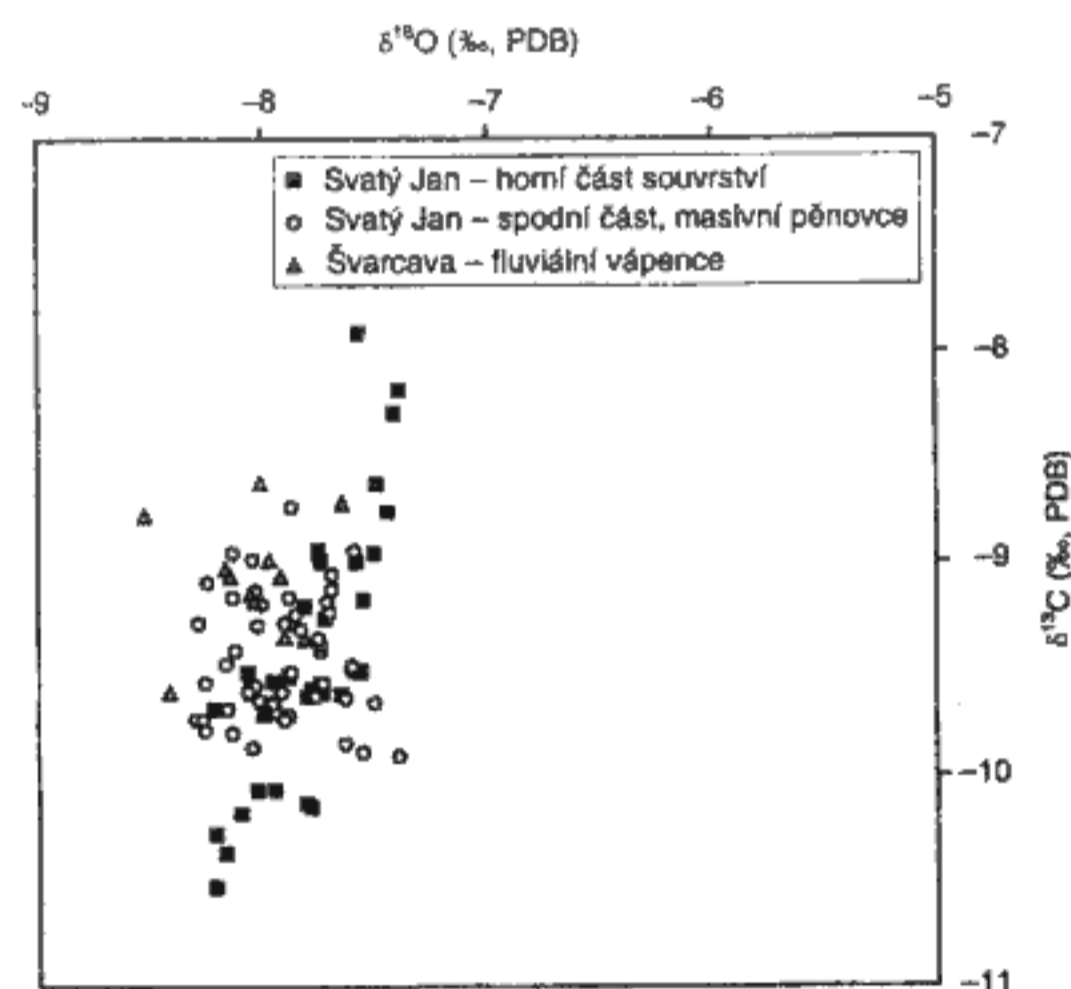
data ze Sv. Jana (viz obr. 18) a pravděpodobně skutečně jde o karbonát vzniklý za mírně nižších hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  srážkových vod v časném holocénu. Oproti ostatním datům z vyšší části profilu je však hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  tohoto vzorku posunuta jen o zhruba 0,5 ‰, rozhodně se tedy nejedná o karbonát vzniklý v pozdním glaciálu, ten by musel mít hodnotu  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu nižší minimálně o 2 až 3 ‰.

Data stabilních izotopů tedy skutečně naznačují, že ve spodní části profilu Švarcava je v hodnotách  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu zachycena poslední část nárůstu teploty v časném holocénu. Malakozoologická analýza dokonce dokládá v bazální části profilu přítomnost prvků charakteristických pro pozdní glaciál. S tím je v částečném rozporu datování horní části vrstvy 19 se stářím necelých 9 tis. let BP. Vysvětlení této skutečnosti je třeba hledat v charakteru sedimentu bazální části profilu Švarcava. Datovaná svrchní část vrstvy 19 je tvořena plastickým jílovitým sedimentem s podřízným obsahem klastického písčitého materiálu a karbonátových onkolitů a obsahuje i ulity měkkýšů. Charakter sedimentačního prostředí v době vzniku tohoto sedimentu byl v údolí Švarcavy s největší pravděpodobností podstatně odlišný od dnešního stavu. Dnes teče tento nevelký potok v místě profilu úzkým korytem vzniklým subrecentní erozí holocenního nivního stupně. V době vzniku vrstvy 19 masivní fluviální pěnovce ještě nevznikaly a potok pravděpodobně meandroval v celé šíři plochého dna údolí. Tvorba karbonátu byla omezena na jednotlivé drobné onkolity, které mohou za těchto podmínek být snadno na krátkou vzdálenost redeponovány, stejně jako ulity měkkýšů (viz též PAZDUR et al. 1988).

Ve shodě s datováním svrchní části vrstvy 19 na necelých 9 tis. let BP tedy interpretujeme nástup depozice relativně čistých sladkovodních vápenců jako zhruba synchronní jak v údolí Švarcavy, tak i ve Svatém Janu pod Skalou. Podložní převážně klastické a jílovité horizonty v profilu Švarcava obsahují relativně starší karbonátové onkolity a ulity, které mohly být v rámci ploché nivy meandrujícího toku i opakovaně redeponovány.

#### 4.4. INTERPRETACE VÝVOJE KLIMATU BĚHEM HOLOCÉNU PODLE ZÁZNAMU V PĚNOVČÍCH ČESKÉHO KRASU

Srovnávacích dat o klimatických změnách během holocénu je publikováno značné množství a zejména v posledních letech počet studií zaměřených právě na klimatické změny během posledních deseti tisíc let vzrostl. Kromě srovnávacích dat získaných na základě studia akumulací sladkovodních vápenců z dalších lokalit v Evropě byly pro srovnání použity i výsledky studií jeskynních karbonátů, jezerních sedimentů a fluviálních říčních sedimentů. Všechna uváděná chronologická data v této diskusi jsou radiouhlíková stáří před současností (BP), korigovaná na proměnlivost primární produkce  $^{14}\text{C}$  (konvenčně označovaná jako dendrochronologicky korigovaná nebo kalibrovaná stáří), pokud není uvedeno jinak. Pro účely datování metodou  $^{14}\text{C}$  se za současnost považuje rok 1950.



18. Závislost  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátu pěnovců ze Svatého Jana pod Skalou a Švarcavy.

18.  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta^{13}\text{C}$  for carbonate of studied calcareous tufa accumulations in Svatý Jan pod Skalou and at Švarcava. The Svatý Jan pod Skalou samples are separated into two groups, the "lower" series and the "upper" series.

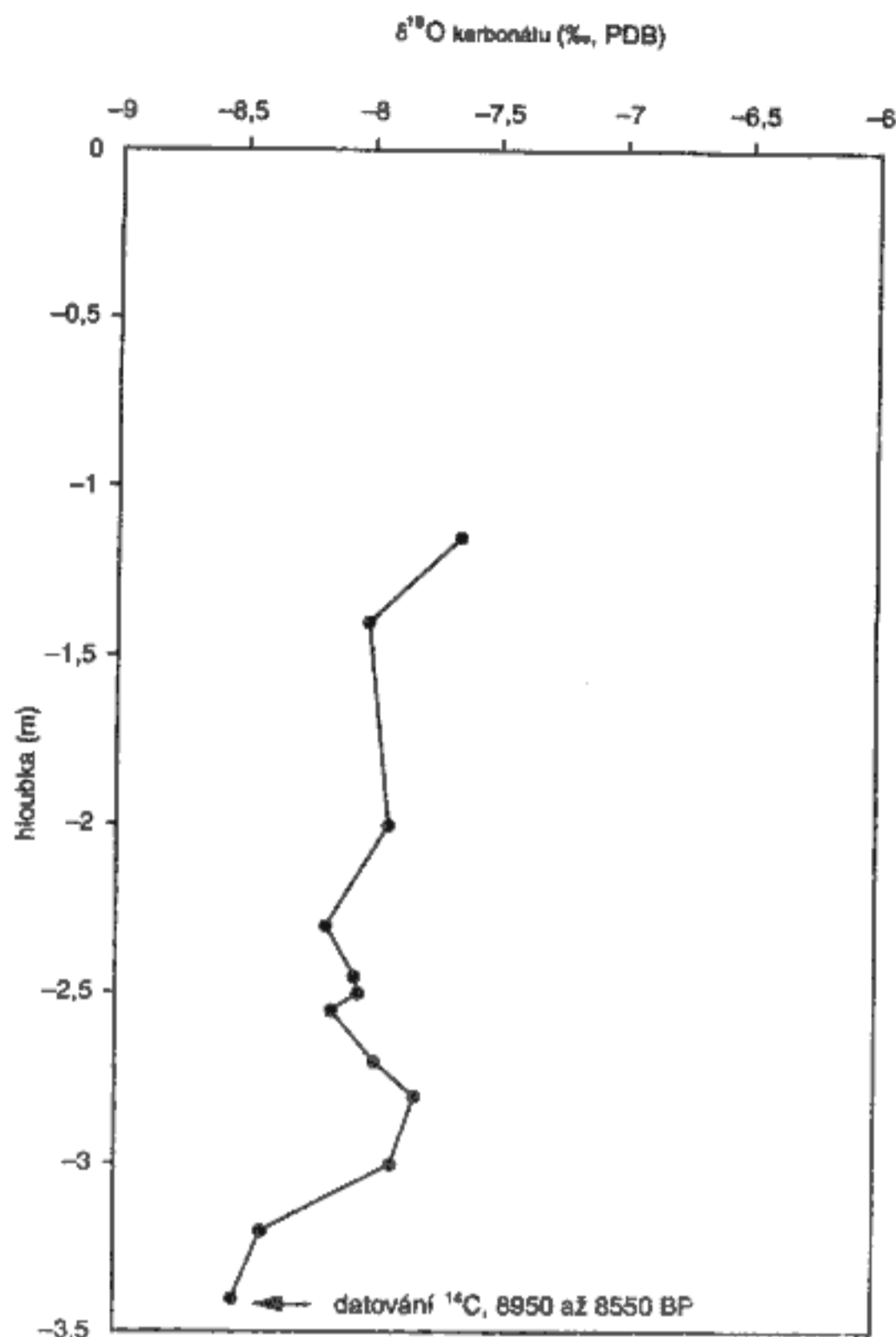
Hlavní fáze vývoje klimatu a přírody ve střední Evropě (tj. mezi alpsko-karpatskou oblastí a nížinami na severu) byly vícekrát přehledně zpracovány, na základě záznamu ze sedimentárních profilů v krasových oblastech střední Evropy např. LOŽEKEM a CÍLKEM (1995a). Tvorba pěnoveců v oblasti omezené na jihu Dunajem, na severu německými a polskými nížinami, na východě Slovenským krasem a na západě Durynskem má řadu shodných rysů, které naznačují menší důležitost místních vlivů a naopak svědčí o významu řídicích klimatických faktorů, uplatňujících se ve větším regionálním měřítku. Totéž se týká i mechanismů destrukce pěnovecových akumulací – jejich hloubkové eroze a subroze (podpovrchového rozpouštění a eroze) v pozdním holocénu (GOUDIE et al. 1993, PAZDUR et al. 1988, PAZDUR 1988, HENNIG et al. 1983, JÄGER – LOŽEK 1968, LOŽEK 1973b, 1997, LOŽEK – CÍLEK 1995c, CÍLEK 1997).

Sedimentaci sladkovodních vápenců krasových pramenů a povrchových toků od konce posledního glaciálu charakterizuje ve středoevropském prostoru obecně několik výrazně odlišných fází, které se odrážejí v litologii, biostratigrafii i geochemickém záznamu. Tyto fáze lze velmi dobře paralelizovat s vývojem jezerních nebo fluvialních sedimentů a biostratigrafickými záznamy a s klimatickým vývojem v holocénu.

#### 4.4.1. Přejít z glaciálu do holocénu

Stanovení data přechodu z glaciálu do holocénu není jednoduché. Je tomu tak jednak proto, že kalibrační radiouhlíkové křivky mají za hranicí 11 tis. let poněkud nižší přesnost, a dále i tím, že právě v přechodu mezi glaciálem a holocémem, v důsledku velké změny v koncentraci CO<sub>2</sub> v atmosféře, vykazují kalibrační křivky poměrně dlouhé „plató“, takže vzorky z dosti dlouhého časového úseku dnes koincidují svými měřenými aktivitami <sup>14</sup>C. Úplná jednota nepanuje ani v tom, zda přechod z glaciálu do holocénu pojímat jako v čase transgresivní biostratigrafickou hranici, která se v jednotlivých biostratigraficky studovaných profilech projevuje v různém okamžiku, nebo zda přijmout tuto hranici jako diskretní okamžik na časové ose. Studium změn hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  v grónských ledovcích (STURVER et al. 1995) a výzkum termálně kontrolované frakcionace plynů v polárním ledu (SEVERINGHAUS et al. 1998) naznačují, že oteplení na konci mladšího dryasu před zhruba 11 600 lety BP bylo extrémně rychlé (odhaduje se oteplení o 7 °C během 50 let) a že toto oteplení postihlo většinu severní polokoule. V této práci používáme ve shodě s GULLIKSENEM et al. (1998) jako hranici holocénu kalendářní datum 11 500 let BP, jak vychází z množství kalibrovaných radiouhlíkových dat z evropského prostoru. Ke stejnému datu se kloní i ROBERTS (1998), který cituje množství údajů z posledních let konvergujících k tomuto datu.

Pro započítání vývoje svatojanského pěnovecového tělesa byl důležitý pokles fluvialní aktivity povrchových toků. V pozdním glaciálu bylo intenzivní odtávání ledovců v severní Evropě, ale i v Alpách spojeno zejména s teplým in-



19. Změny izotopového složení kyslíku v závislosti na hloubce pro profil Švarcava.

19. Changes in  $\delta^{18}\text{O}$  values vs. depth for the calcareous tufa profile at Švarcava.

terstadiálním klimatem v období bølling a allerød (zhruba 15 000 až 13 000 kal. let BP; ROBERTS 1998, LISTER 1988). Maximální nárůst hladiny světového oceánu spadá podle nových kalibrovaných dat na zhruba 14 000 kal. let BP. Poté však následoval výrazný chladný výkyv – mladší dryas (zhruba 13 000 až 11 500 kal. let BP), během kterého došlo k opětovnému nárůstu ledovců (přehledně ROBERTS 1998).

Podle dat z jezerních sedimentů v severní alpské oblasti (např. LISTER 1988) odtála většina akumulovaného pleistocenního ledu alpských ledovců již před 12 400 BP. V Curyšském jezeře však pokračovala sedimentace prachů (siltů) až do zhruba 9900 BP. Poté sedimenty přecházejí do laminovaných autigenních prachů bohatých na karbonát. Období maximálních průtoků řek ve střední Evropě pravděpodobně nastalo v bøllingu (VANDENBERGHE et al. 1994), před zhruba 14 tis. lety, kdy došlo k rychlému zahlubování vodnatých řek do skalního podloží. Dna údolí větších toků, jako např. Vltavy či Berounky, ležela zhruba 8 až 12 m pod současnou úrovní nivy. VČÍSLOVÁ (1983) uvádí na základě vrtů v úseku údolí Kačáku mezi Svatým Janem a ústím do

Berounky mocnosti fluviálních sedimentů do 9 m. Ještě během pozdního glaciálu a nejstaršího holocénu však začalo docházet k rychlé agradaci údolních výplní, ve kterých se několik paralelních, rozvětvlujících se koryt postupně měnilo na jeden hlavní, meandrující tok. Studium říčních teras v Belgii a Holandsku naznačilo, že geomorfologická rovnováha říčních koryt a přechod k meandrujícím tokům nastal mezi 10 000 a 9000 kal. lety BP (VANDENBERGHE et al. 1984, VANDENBERGHE – BONCKE 1985).

Vzhledem k výše uvedenému velkému pohybu klastického materiálu v pozdním glaciálu a nejstarším holocénu dosud neprobíhalo ukládání pěnoveců v povrchových tocích a u vývěrů krasových vod ve středoevropském prostoru, anebo jen ve formě málo mocných vápnatých močálů vyvinutých zejména v podobě sypkých jezerních kříd (LOŽEK – CÍLEK 1995a). Biostratigraficky (malakozoologicky) proto nelze ve většině profilů v pěnovecích přechod z glaciálu do holocénu indikovat.

Na základě dat z pěnoveců ve Svatém Janu a fluviálních pěnoveců v údolí Švarcavy je možné odhadnout nástup intenzivní depozice pěnoveců v Českém krasu zhruba kolem roku 9500 BP. Nástup tvorby pěnoveců nesouvisel s vývojem systémů podzemního krasového odvodňování, ty nepochybně existovaly přibližně ve stejné podobě již dříve. Jejich tvorba byla podmíněna rozvojem půd a aktivity půdních procesů, a to zejména v listnatých, resp. smíšených lesích. Analogie ze současných podmínek severní Evropy a Ruska naznačuje, že tvorba pěnoveců je obecně vázána na listnaté lesy a vyhýbá se jehličnatým lesům a světlým tajgám, což pravděpodobně souvisí jak s teplotou, tak i se vznikem hlubších půdních profilů a dobře vyvinutým edafonem se zvýšenou produkcí půdního CO<sub>2</sub> v listnatých lesích. Ani v nejstarších svatojanských pěnovecích nebyly nalezeny žádné otisky nebo inkrustace jehličí. To většinou platí i pro ostatní české akumulace pěnoveců. Pokud byly zbytky jehličí nalezeny, šlo většinou o tis červený (*Taxus baccata*) jako o dříve poměrně hojnou dřevinu skalnatých strání (lokalita U Eremita na Křivoklátsku, PETRBOK 1928) nebo o borovici lesní (*Pinus silvestris*, lokalita Peklov u Krupé u Českého Brodu, PETRBOK 1941b).

Ve Svatém Janu je přesné datování začátku tvorby pěnoveců komplikováno lokalizací akumulace pěnoveců v nárazovém břehu potoka Kačáku. Začátek tvorby tělesa pěnoveců byl podmíněn poklesem erozní aktivity toku a nárůstem koncentrací hydrogenuhlíčitanu ve vyvěrající krasové vodě v důsledku rozvoje humózních půd v infiltrační oblasti pramene. Postupný postglaciální nárůst teploty, ukončený až kolem 9800 BP, který lze dobře dokumentovat jak v marinních sedimentech, tak i v oscilacích  $\delta^{18}\text{O}$  v ledovcích proto není ve studovaném profilu v pěnovecích ve Svatém Janu zachycen.

Situace v profilu v údolí Švarcavy je odlišná. Začátek tvorby relativně čistých pěnoveců je zde sice podobný jako ve Svatém Janu, fluviální sedimenty v podloží komplexu pěnoveců však obsahují četné drobné karbonátové onkolity odpovídající podle hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  mírně nižším teplotám vzniku. Malakozoologická analýza těchto sedimentů v podloží pěnoveců dokládá přítomnost pozdně glaciálních

a spodnoholocenních prvků (viz kap. 3). Vzhledem k možnostem dílčí redepozice jak karbonátových onkolitů, tak i ulit měkkýšů v nivě tohoto malého potoka a s ohledem na výsledek datování organické hmoty z hranice mezi tímto souvrstvím a s relativně čistými pěnovci na necelých 9000 let BP, je však třeba přistupovat k interpretaci jakýchkoliv dat z tohoto fluviálního souvrství obezřetně. Ve Svatém Janu se sedimenty obdobného typu a stáří v podloží masivních pěnoveců nezachovaly. Důvodem je pravděpodobně lokalizace studovaného profilu v nárazovém břehu řádově většího vodního toku. Depozice kolem roku 9500 BP zde začala až po poklesu erozní aktivity Kačáku.

Pokles transportu klastického materiálu v povrchových tocích v české kotlině je v tomto období dobře doložen i studiem holocenních nivních úrovní Labe (RŮŽIČKOVÁ – ZEMAN 1994). Svrchní holocenní nivní úroveň Labe v dnešní výši 4 až 4,5 m nad hladinou začala vznikat právě kolem roku 9500 BP.

#### 4.4.2. Fáze humidního a stálého klimatu v atlantiku

Během humidního a stabilního klimatu po větší část atlantiku docházelo k rychlému růstu pěnovecových těles. Vznikaly masivní akumulace čistých pěnoveců s minimálním obsahem klastického materiálu. Hojné jsou otisky listů stromů a inkrustace větévek a různých organických zbytků. Hrázky, pokud jsou vyvinuty, bývají nízké (zhruba 30 cm) a někdy se za nimi hromadí sypké pěnovce ve formě inkrustované rostlinné drtě. Na základě studia profilu ve Svatém Janu bylo období maximální tvorby masivních pěnoveců ohraničeno daty 8400 a 6500 let BP. Toto humidní období je charakterizováno vznikem hnědých odvápněných půd s korodovanými klasty vápence. Svahový transport sutí byl minimální (LOŽEK – CÍLEK 1995a, c). Analýza dat  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu ze Svatého Jana naznačuje, že v rámci tohoto období dosáhla teplota maxima kolem 7500 BP. Celkově se ale průměrná teplota během této fáze vývoje v prostoru Českého krasu podle dat  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu nejspíše nelišila od pozdějšího období o více než +1 až +2 °C. Lze však předpokládat vyšší celkové úhrny srážek a převažující vliv oceánského typu klimatu s menšími teplotními rozdíly mezi létem a zimou. Souvislé zakrytí krajiny vegetací přispívalo ke zvýšení evapotranspirace a rovněž k vyrovnaným odtokovým poměrům povrchových toků. V hojně malakofauně nalézané v pěnovecích z tohoto období převládají lesní druhy.

#### 4.4.3. Fáze oscilace suchých a vlhkých období

Nastupující období je v Českém krasu ohraničeno datem přibližně 6500 let BP a v Jägerově členění holocénu (JÄGER 1969) odpovídá začátku epiatlantiku (hranici mezi atlantikem 1 a atlantikem 2 v klasickém Blyttově-Sernanderově schématu). Období bylo charakterizováno přechodem stabilního klimatu do období s rychlými oscilacemi suchých a

vlhkých period, což vedlo v sedimentárních profilech k nepravidelnému střídání pevných a sypkých pěnoveců s horizonty vložených sutí a půd. V dobře vyvinutých pěnovecových profilech můžeme pozorovat 3 až 5 suchých výkyvů.

Doba trvání těchto suchých oscilací není přesně známá. Na základě paleopedologické analýzy se pohřbené půdní horizonty v akumulaci pěnoveců ve Svatém Janu pod Skalou jeví jako autochtonní, obsahují však i hrubší klastický materiál. Délka trvání celého tohoto období střídání suchých a vlhkých period je zhruba 4 tisíce let. Litologická charakteristika studovaného souvrství s depozicí zhruba 6 m mocnosti pěnovec proto nejspíše neumožňuje délku trvání jednotlivých suchých period více než první stovky let.

AABY (1976) na základě studia rašelinišť v Dánsku došel k názoru, že oscilace mezi chladnějším a vlhčím a teplejším a sušším klimatem nastaly v tomto období po každých zhruba 260 nebo méně častěji 520 letech. Osmisetletá periodicitu srážek byla zjištěna jako dominantní pro rašeliniště severní Anglie (BARBER et al. 1994). Podobné periodicity s řádem ve stovkách let byly v tomto období zjištěny i studiem postupu a ústupu ledovců (GROVE 1979). Vysvětlení zahrnují vliv vulkanických erupcí s velkými emisemi prachu do atmosféry, cykly sluneční aktivity nebo vnitřní klimatické zpětné vazby podmíněné náhodnou klimatickou periodicitou.

Záznam stabilních izotopů ze Svatého Jana pod Skalou (malá variabilita  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátů) naznačuje, že ve středoevropském prostoru teplotní oscilace nebyly hlavním faktorem ovlivňujícím vývoj přírody v tomto období. Zřetelně větší význam měly změny v množství srážek (resp. změny ve srážko-odtokových vztazích) a pravděpodobně tedy i změny v jejich rozložení během roku. Kromě period sucha je celé toto období charakterizováno i existencí přívalových srážek transportujících krasovými roklami klastický materiál na značné vzdálenosti.

První velmi výrazný přínos klastického materiálu do studovaného profilu (včetně klastik ze vzdálené horní části rokle Propadlé vody) ve Svatém Janu nastal kolem roku 6200 BP. K náhlému a výraznému přerušení pěnovecové sedimentace došlo ve studovaném profilu kolem roku 4200 BP, kdy vznikl nejmocnější horizont pohřbené půdy v celém sedimentárním záznamu. Obdobný nejvýraznější půdní horizont lze pravidelně nalézt i na většině dalších akumulací pěnoveců (LOŽEK – CÍLEK 1995a).

Klimatické změny tohoto období velmi výrazně postihly i subtropickou zónu severní hemisféry, kde enormní vysušení mezi zhruba 6500 a 4500 BP vytvořilo současné pouště od Sahary po Arabský poloostrov. To bylo v této oblasti spojeno i s výrazným poklesem hladin jezer (přehledně ROBERTS 1998).

Dílní odlesnění, ke kterému dochází jak z klimatických příčin, tak možná i díky rozvíjejícímu se zemědělství (hlavně pastvě) a které lze dokumentovat v biostratigrafickém záznamu řady lokalit, a pravděpodobně i nerovnoměrnost v rozložení srážek během roku vedly hlavně v pozdějších fázích tohoto období ke splachům se značnou erozní silou a pěnovecová tělesa byla překrývána hlínami a sutěmi. Výrazný svrchní suťový horizont ve Svatém Janu

odpovídá stáří zhruba 3100 BP. Nad tímto horizontem suti však nalézáme ještě horizont poměrně čistých pěnoveců, které obsahují keramické zlomky odpovídající pozdní době bronzové. Pěnovecový horizont byl datován na zhruba 2700 let BP a odpovídá přibližně počátku subatlantiku, charakterizovaného vlhčím a chladnějším klimatem. Vlhké a chladné klima s častými oscilacemi teplot okolo 0 °C je obecně mnohem efektivnější pro tvorbu sutí a skalních opadů než prosté ochlazení, protože časté zmrznání vody v puklinách přispívá k rozrušení skal. V sedimentárních profilech na úpatí skal a pod skalními převisy se pravidelně nacházejí horizonty sutí (LOŽEK – CÍLEK 1995a). Toto výrazné zvlhčení bylo zachyceno biostratigraficky např. v šumavských jezerech (VESELÝ 1998) nebo velmi dobře dokumentováno nárůstem hladiny podzemní vody v nízkopoložených oblastech Holandska a výrazným rozšířením bažinatých terénů (GEEL et al. 1996). GEEL et al. (1996) shromáždili množství dalších dat a pozorování dokládajících krátkodobé, ale prudké ochlazení a zvlhčení klimatu kolem 2650 BP.

Výrazné změny v rozložení srážek se zřetelně projevují i ve fluvialních sedimentech českých řek. RŮŽIČKOVÁ a ZEMAN (1994) dokumentovali změny v erozní aktivitě Labe způsobené hydrologickými změnami datovanými na základě pohřbených kmenů dendrochronologicky a pomocí metody  $^{14}\text{C}$  ve dřevě. Nižší nivní stupeň Labe se skládá ze dvou sérií, starší byla datována do rozmezí 7700 až 6900 let BP a mladší série na zhruba 3750 let BP. Na povrchu spodní série bylo nalezeno neolitické a raně bronzové (?) osídlení. Vzhledem k chybám datovacích metod v řádu prvních stovek let (viz výše) lze vznik těchto nivních stupňů zhruba časově paralelizovat s oběma výraznými suťovými horizonty ve svatojanském pěnoveci.

Také sedimenty šumavských jezer ukazují výraznou biostratigrafickou změnu (pylová analýza, pravděpodobně ochlazení) kolem 3100 BC (~5050 BP) a kolem 2600 BC (~4550 BP) erozní událost, a kolem 800 BC (~2 750 BP) výrazné zvlhčení klimatu (VESELÝ 1998).

#### 4.4.4. Ukončení tvorby velkých pěnovecových těles a fáze jejich hloubkové eroze

V subboreálu (sensu JÄGER 1969) došlo na většině lokalit k náhlému přerušení pěnovecové sedimentace. Tvorba středoevropských pěnoveců byla na většině lokalit ukončena nebo podstatně omezena před počátkem našeho letopočtu, někdy již v 5. až 2. stol. BC. Toto období bylo charakterizováno existencí několika pravděpodobně velmi krátkých suchých period, doložených jak osídlováním velmi nízkých nivních úrovní kolem řek, tak i např. expanzemi kolo-vých sídlišť na švýcarských jezerech (přehled archeologické problematiky a klimatická interpretace archeologických dat viz např. BOUZEK 1993). V mladším subatlantiku a v historické době se na mnoha lokalitách Českého krasu pěnovec vůbec netvořily nebo se tvořily jen v omezené míře. Určité oživení tvorby pěnoveců, pozorovatelné na mnohých lokalitách Českého krasu v posledních zhruba

15 letech, může souviset jak se změnou chemismu srážek (eutrofizace), tak i se změnou teplot.

Holocenní tělesa pěnoveců byla později postižena hloubkovou erozí, která zasáhla až na skalní podloží. Přesné datování těchto velmi výrazných erozních událostí schází, některé z nich však mohly probíhat i v historické době. Enormní erozní události v řekách jsou datovány zejména do 15. století. V pěnovecích se projevovala tendence vytvářet subrozní systémy odvodňování. Zánik pěnovecové sedimentace pravděpodobně souvisel kromě poklesu množství infiltrujících srážek i se změnami v ročním chodu teplot. I ve srážkově příznivých oblastech střední Evropy totiž v současnosti nedochází k masivní tvorbě pěnoveců, zatímco v teplejším mediteránním pásu (Plitvická jezera aj.) sedimentace intenzivně pokračuje.

#### 4.4.5. Porovnání záznamu klimatických změn s jinými geografickými oblastmi

Pokles tvorby pěnoveců v Evropě během svrchního holocénu diskutovali GOUDIE et al. (1993). Shrnuli možné příčiny tohoto poklesu, zahrnující jak klimatické změny, tak i možný vliv lidské činnosti a došli k závěru, že k vyjasnění tohoto jevu je zapotřebí provést ještě mnoho výzkumné práce. Za jednu z důležitých metod, která může podstatně přispět k paleoenvironmentálním a paleoekologickým rekonstrukcím považovali i přístup použitý při studiu pěnoveců Polska PAZDUR et al. (1988), tedy kombinaci datování pomocí  $^{14}\text{C}$  a odhad izotopových paleoteplot na základě stabilních izotopů kyslíku.

PAZDUR (1988), PAZDUR et al. (1988) a PAZDUR a PAZDUR (1988, 1990) se věnovali podrobně jak problematice datování akumulací pěnoveců metodou  $^{14}\text{C}$ , tak i získání izotopových klimatických dat. Jejich křivka variability hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu pěnoveců během holocénu vykazuje oscilace v podobném řádu jako náš záznam ze Svatého Jana; pro polské pěnovce je však většina hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  mezi  $-8,5$  a  $-11$  ‰ PDB. Hodnoty z Polska jsou tedy v průměru o 1 ‰ nižší než v Českém krasu, což je zřejmě podmíněno nižšími hodnotami  $\delta^{18}\text{O}$  srážkových vod ve studované části Polska. Jednotlivé oscilace však lze poměrně dobře paralelizovat. Velmi podobný vzorec teplotních změn vykazují i oscilace  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu z Gotlandu ve Švédsku (MÖRNER a WALLIN 1977) s nejvýraznějšími teplotními maximy na zhruba 7500 letech BP a 5000 letech BP (konvenční nekalibrovaná stáří, tedy po kalibraci 8250 a 5750 let BP).

Paleoklimatologickou studii 9,5 m mocné holocenní akumulace sladkovodních fluvialních vápenců údolního toku v Derbyshire, UK, s využitím obdobných metod jako při výzkumu pěnoveců ve Svatém Janu publikovali také ANDREWS et al. (1994). Tvorba pěnovecové kaskády v povrchovém toku zde započala podle nejstaršího datového sedimentu s karbonátovými peloidy okolo  $9860 \pm 45$  let BP, zatímco báze masivnějších pěnoveců v druhém vrtu udávala  $9340 \pm 45$  let BP. Celá akumulace vykazuje, stejně jako většina podrobně studovaných pěnovecových těles v západní a střední Evropě, mnoho shodných rysů se svatojanským

tělesem. V Derbyshire skončila depozice pěnoveců okolo  $3845 \pm 45$  let BP, tedy o něco dříve než ve Svatém Janu. Hranice mezi relativně čistými fluvialními vápenci a pestrým nadložním komplexem se sedimenty bohatými na organickou hmotou typu gyttja je kolem  $5315 \pm 45$  let BP. Izotopová data  $\delta^{18}\text{O}$  karbonátu (mezi  $-7$  a  $-6$  ‰ PDB) z Derbyshire jsou oproti pěnovecům Českého krasu a Polska mírně vyšší, dokládající vyšší hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  srážkových vod nebo mírně vyšší teploty. Dnešní průměrné roční teploty této oblasti jsou oproti Českému krasu vyšší zhruba o  $2$  °C. Píky maximální teploty jsou v Derbyshire dva, zhruba na 8000 a 7500 letech BP, a obzvláště nejvýraznější pozitivní výchylka na zhruba 7500 BP velmi dobře odpovídá nejvyšším hodnotám  $\delta^{18}\text{O}$  ze Svatého Jana (také zhruba na 7500 letech BP). Vzhledem k nižší hustotě vzorkování v Derbyshire však není podrobnější paralelizace obou křivek možná.

LOŽEK a ČÍLEK (1995c) publikovali empirické křivky vývoje teploty a množství srážek přímo pro středoevropskou oblast. Uvedené křivky byly odvozeny z detailního studia sedimentárních profilů v souvrstvích pěnoveců, ve svahovinách a v půdních sekvencích. Nabízelo se tedy porovnání křivek publikovaných LOŽEKEM a ČÍLEKEM (1995c) s izotopovými daty získanými z téhož území studiem stejného sedimentárního záznamu. Většina profilů využitých pro konstrukci uvedených křivek však postrádala precizní geochronologické datování a časové zařazení jednotlivých událostí bylo provedeno buď na základě archeologických nálezů, nebo podle biostratigrafie (*Mollusca*, *Vertebrata*). Nehledě na nedostatečně přesnou časovou pozici jednotlivých výkyvů není zřejmý způsob, jak byla určena amplituda jednotlivých holocenních teplotních a srážkových výkyvů. Celkový uváděný rozkmit holocenních průměrných ročních teplot je kolem  $4$  °C, což je poněkud více než naznačuje většina izotopových klimatických dat, včetně dat ze svatojanského profilu. Výkyvy v uváděné křivce množství srážek činí  $-30$  až  $+120$  % dnešního stavu. Pro reálný odraz v sedimentárních profilech je však více než množství srážek důležitá hydrologická bilance krajiny, určená mnoha faktory. Kromě rozložení srážek během roku a existence přívalových srážek je sedimentární odraz množství srážek v kontinentálním prostředí ovlivňován složitými vztahy mezi srážkami, evapotranspirací a povrchovým a podzemním odtokem. Porovnání empirických křivek LOŽKA a ČÍLKA (1995c) a izotopových dat ze Svatého Jana je tedy obtížné.

Důležitou informaci o vývoji klimatu lze získat vyhodnocením velkých množství pylových analýz z rozsáhlých teritorií. Taková data umožňují určit distribuci jednotlivých druhů rostlin a kompetitivní rovnováhu jejich společenstev, která citlivě reagují na změny v letních a zimních teplotách a na změny v rovnováze vlhkosti. Dřívějších prací dokumentujících sukcesi rostlinných společenstev v jednotlivých lokalitách na základě pylové analýzy je značné množství. Holocenní klimatické změny v Evropě sumarizoval například HUNTLEY (1988). Pro poznání vývoje klimatu mají však větší význam studie využívající početná data z řady lokalit celého kontinentu k poznání šíření nebo

ústupu jednotlivých druhů nebo rostlinných společenstev. HUNTLEY a PRENTICE (1993) se pokusili o interpretaci klimatických změn v Evropě během holocénu právě na základě vyhodnocení velkého počtu pylových analýz ve třech časových řezech: 9000, 6000 a 3000 let BP (viz též GUIOT et al. 1993). Jejich mapy ukazují, že rozšíření do nejvyšších nadmořských výšek dosáhly ve středoevropském prostoru teplomilné dubové lesy kolem 6000 BP. Líska, které postačují poněkud nižší letní teploty, byla rozšířena v severozápadní Evropě a v horách jižní a střední Evropy již od 9000 BP. Později byla částečně nahrazena dalšími opadavými dřevinami kolem 6000 BP a její severní rozšíření bylo redukováno po 6000 BP. Olše byla velmi omezena kolem 9000 BP, rozšířena kolem 6000 BP a také ustoupila na jih po 6000 BP. Tato data naznačují všeobecný vzestup v teplotě vegetační sezony v severní a střední Evropě mezi 9000 BP a 6000 BP, následovaný poklesem. Maximální letní teploty tedy nastoupily v tomto regionu zřetelně po in-solačním maximu, ale byly zhruba současné s periodou maximálních teplot severoamerického kontinentu (WEBB et al. 1993). Tato interpretace je konzistentní s klasickou představou klimatického optima v Evropě.

Četné další vegetační změny v evropském prostoru však nelze touto klasickou představou vysvětlit. Například smrk vykazuje během holocénu postupné šíření od východu k západu. V západních Alpách téměř chyběl kolem 9000 BP a do západní Evropy se postupně rozšířil od východu (HUNTLEY – PRENTICE 1993). V tomto případě mají hlavní význam zimní teploty, protože smrk je v Evropě omezen na území s teplotami nejchladnějšího měsíce pod  $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  a vysoká přítomnost jeho pylů dokládá ještě chladnější zimy. Převaha opadavých dřevin a borovice ve střední, ale i v severní Evropě během časného a středního holocénu proto indikuje mírné oceánské klima, postupně přibývání smrku přechod k více kontinentálnímu typu klimatu s chladnými zimami.

HUNTLEY a PRENTICE (1993) dále došli k závěru, že jedle, buk a habr byly velmi málo rozšířeny před 9000 lety, ale před 6000 lety byly v horách střední Evropy již běžné. Tyto dřeviny vyžadují kombinaci teplého a relativně vlhkého léta. Jejich absence v časném holocénu střední Evropy naznačuje, že tato oblast byla kolem 9000 BP sušší než dnes. Z analýzy pylových záznamů dospěli k názoru, že srážkové maximum ve střední Evropě bylo kolem roku 6000 BP s poklesem srážek v dalším období. Důležité je, že většina pylových společenstev jižní, střední a západní Evropy v době 9000 a 6000 BP nemá v evropském prostoru žádné známé recentní analogie a že vegetace, která nemá v Evropě dnešní analogy, byla velmi rozšířená ještě v 3000 let BP. Srážkové maximum kolem roku 6000 BP je potvrzeno i nezávislou analýzou hladin evropských jezer (HARRISON et al. 1991).

#### 4.4.6. Doporučení pro další výzkum

Správný vědecký přístup vyžaduje opakovatelnost pokusu. Proto by bylo vhodné stejnými metodami jako akumulaci pěnoveců ve Svatém Janu, která může sloužit jako pilotní

lokalita, zpracovat ještě některé další významné akumulace holocenních sladkovodních vápenců v Českém krasu (např. Měňany, Kodu, Petráнку aj.) a výsledky porovnat. Teprve prokazatelně paralelní průběh paleoklimatických křivek z více lokalit může pomoci poznání významu lokálních a regionálních faktorů. Velmi užitečné by bylo i porovnání klimatického záznamu získaného ve Svatém Janu pod Skalou s klimatickým záznamem získaným stejnými metodami v téže oblasti pro období holocénu z jeskynních karbonátů a případně i z jezerních karbonátových sedimentů (tzv. jezerní křídly) dnes zaniklých jezer v jižní části Českého krasu.

## 5. Krasový pramen ve Svatém Janu pod Skalou

### 5.1. ÚVOD

Pramen ve Svatém Janu pod Skalou, který odvodňuje jz. část holyňsko-hostimské synklinály, je díky své celkové vydatnosti okolo  $20\text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  největší na území Českého krasu. Vzhledem k historickému významu Svatého Jana pod Skalou jako poutního místa, blízkosti Prahy a turistické atraktivitě této lokality patří pramen k nejznámějším v Čechách. Ve starší literatuře je zpravidla uváděna jen jeho menší větev, pramen Ivan (P2 v obr. 2) s udávanou vydatností okolo  $5\text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  (např. HYNĚ 1961). Hlavní větev pramene (Ivanka, P1 v obr. 2) často unikala pozornosti. I v přehledu Chráněná území ČR, díl 1. – Střední Čechy (MOUCHA in NĚMEC a LOŽEK et al. 1996), je považován za největší v oblasti Českého krasu pramen v Kodě u Srbska, jehož vydatnost je ve skutečnosti zhruba poloviční oproti souhrnné vydatnosti svatojanského pramene.

Historické využití pramene lze sledovat již od konce doby bronzové (pozdní knovízské kultury), kdy bylo jeho okolí osídleno a na výšinách existovala dvě opevněná hradiště (BENKOVÁ – ČTVERÁK 1998). I k pozdější historii (zachycené ve Svatoivanské legendě), ke vzniku kláštera a k vzrůstajícímu významu Svatého Jana jako poutního místa přispěla existence zmiňovaného pramene. Po zrušení kláštera během reformy Josefa II. a rozvoji průmyslové výroby byl pramen intenzivně využíván pro dnes již neexistující tovární objekt koželužny a později textilky (viz obr. 20).

V současné době je vývěr krasové vody (díky místním hydrogeologickým poměrům a historickým stavebním úpravám) zachycen na třech hlavních místech. Jeden z vývěrů pod jménem pramen Ivan vytéká v objektu kostela sv. Jana Křtitele. Stavební úprava této části pramene byla provedena tehdejším majitelem panství JUDr. Štěpánem Emanuellem Bergrem roku 1897 a souvisela se snahami vytvořit ze Svatého Jana lázeňské místo (obr. 21). Lázně však neměly dlouhého trvání a jediné co přetrvalo po delší dobu bylo stáčení stolní vody a její prodej pod obchodní značkou Ivanka.

Po druhé světové válce a znárodnění přešly objekty so-dovkárny do majetku berounského pivovaru, který se poz-