

## AKUMULAČNÍ A EROZNÍ FÁZE V MORAVSKÉM KRASU

DEPOSITION AND EROSION STAGES IN THE MORAVIAN KARST

RUDOLF MUSIL

### *Abstract*

Musil R., 2009: Deposition and erosion stages in the Moravian Karst. – *Acta Mus. Morav., Sci. geol.*, 94, 151-165 (with English summary).

### *Deposition and erosion stages in the Moravian Karst*

Moravian Karst represents the largest and the most important karst territory in the Czech Republic, with regard to its long scientific research and the excellent development of broad spectrum of surface and underground karst phenomena, including a number of active stream sinks and karst springs. Between Jurassic and Quaternary, the area underwent significant changes, different on the karstic surface and within the karst valleys and connected cave floors. Separate development of northern, central and southern part of Moravian Karst is under discussion. This publication reviews the complicated development of this region and its changes from Jurassic to the Quaternary (river valleys, open air and cave sediments and their periodical deposition and erosion).

The substantial part of karst formation took place before the Badenian transgression. The sedimentary record demonstrates repeated sediment deposition and erosion, especially within surface river valleys and cave corridors. Cave chimneys played the key role in processes of accumulation and subsequent erosion of loam sediments in cave corridors. Major part of the remaining, so far not eroded loam sediments originated during the last stage of accumulation, i.e. in the Late Last Glacial. Correspondingly, we must expect that similar repeated stages of accumulation and erosion of variable intensity took place in previous glacials and interglacials. These processes, well recognizable in the Last Glacial and Holocene, must have been characteristic for the whole Quaternary.

*Key words:* Czech Republic, Moravian Karst, Mesozoic and Cenozoic times, main karstology changes, denudation and erosion stages of sediments.

Rudolf Musil, Department of Geological Sciences, Faculty of Science, Masaryk University, Kotlářská 2, 602 00 Brno, Czech Republic. E-mail: rudolf@sci.muni.cz

### A. Úvod

O morfologii krasového povrchu a o genesi podzemních prostor Moravského krasu bylo již napsáno více studií, a to z nejrůznějšího pohledu; většinou byly zaměřeny pouze geologicky nebo geomorfologicky. Je to pochopitelné, poněvadž paleozoologické nálezy především z dřívějších dob většinou chybí. Názory ve všech publikovaných studiích je možné rozdělit do dvou skupin, na ty, které vycházejí z objektivních údajů, a na ty, které jsou pouze dedukcemi a hypotézami, jejichž věrohodnost je velmi různá. Abych mohl podat ucelený obraz vývoje Moravského krasu, využívám již dříve publikované údaje, ke kterým připojuji svoje dílčí názory.

Vycházím z předpokladu, že vývoj Moravského krasu prošel celou řadou opakujících se erozních a akumulčních fází. Nacházené sedimenty jak v horizontálních, tak i v vertikálních chodbách jsou pouze poslední akumulací, která ještě nebyla odstraněna. Nejsou tedy v žádném případě první depozicí sedimentů a nezaznamenávají proto vznik a celý vývoj těchto chodeb. Opakujících se akumulčních a erozních fází jak na povrchu, tak i v podzemí bylo časově mnohem více, než je dnes zachyceno v přítomných sedimentech.

## B. Předkvartérní období

Abychom si uvědomili vzájemné časové rozdíly o pojednávané době, uvádím jejich věk. Délka kvartéru, ve kterém přes relativně krátké období došlo k poměrně velkým změnám, má pouhých cca 2,6 mil. let. Začátek jury byl zhruba před 150 mil. let, začátek spodní křídly cca před 95 mil. let, začátek spodního miocénu cca před 24 mil. let a jeho konec před 17 mil. let. Již tento stručný časový přehled ukazuje, o jak obrovskou časovou délkou se jednalo, jak mnoho událostí se muselo v této době ve studované oblasti stát, kolik objektů za tak dlouhou dobu mohlo zůstat bez nějaké podstatné změny a jak málo informací vlastně z uvedené doby máme.

### 1. Jura a křída

Nejstarší sedimenty v Moravském krasu se nacházejí jz. od Olomučan. Jedná se o jurské písčité vápence s maximální mocností kolem 50 m. Vertikální poklesy jurských sedimentů proběhly již před cenomanem, při čemž docházelo podle zlomů k nerovnoměrnému klesání jednotlivých ker (BOSÁK 1978). DVOŘÁK (1955) se domnívá, že původní rozšíření jury bylo mnohem větší. Během spodní křídly docházelo k lateritickému zvětrávání jejich sedimentů a k jejich postupnému odnosu. Pokud tento předpoklad přijmeme, pak základní geomorfologický tvar Moravského krasu by byl exhumovaný zarovnaný povrch předjurského stáří. Jurské sedimenty transgredují totiž v okolí Olomučan na již zarovnanou plochu. Zarovnaný povrch zaujímal podle ŠTELCLA (1963) více než 70 % celkové plochy.

Pro exhumaci předjurského reliéfu se na zarovnaný povrch ukládají rudické vrstvy sladkovodního cenomanu o maximální mocnosti kolem 100 m. Jsou tvořeny křemennými písky s kaolinickým tmelem. Zachovaly se především v oblasti mezi Olomučany, Rudicemi a Josefovem. Menší výskyty nacházíme i jinde: sv. od Barové jeskyně, u jeskyně Kostelík ve Křtinském údolí a sz. od vrchu Stádlu, který leží u Babic. Předpokládá se, že v ostatních částech Moravského krasu (severní a jižní část) mohly podlehnout během paleogénu odnosu. Možná by pro to svědčily sedimenty v Erichově jeskyni nebo v Korálovém závrtu, pocházející podle KADLECE a BENEŠE (1996) nejspíše ze svrchnokřídlových sedimentů (rovněž PANOŠ 1963). Evidentní důkazy autochtonních sedimentů tohoto stáří v severní a jižní části Moravského krasu však chybí.

#### 1a. Deprese v okolí Rudic

Pro okolí Rudic jsou charakteristické hluboké deprese. PANOŠ (1960b) se domnívá, že vznikaly na aktivních poruchách korozním rozšiřováním existujících puklin. Tak se vytvořily až 100 m hluboké prohlubně, které však nejsou vázané na podzemní odvodňovací kanály. Hloubka depresí je větší než nejnižší místa, která by je mohla odvodňovat. Na jejich bázi se nacházejí metasomatické železné rudy, jejichž vznik je vázán na intenzivní zvětrávání za tropického klimatu. Vezmeme-li v úvahu i menší výskyty rudických vrstev mimo tuto oblast, nacházíme je v celé střední části Moravského krasu, nejsou však přítomné v části jižní a jejich přítomnost v severní části je nutně ještě vyjasnit. Na geologické mapě Moravského krasu, která byla vydána Českým geologickým ústavem v roce 1999, v severní části zcela chybí. PANOŠ (1963) však popisuje jejich relikty v okolí Suchdolu a Vavřin-

ce, dále mezi Lažáneckým žlebem, Macochou, Sloupem a Holštejnem, a to jako silně rozrušené pokryvy zbavené jílové složky. Tyto nálezy potřebují nutně revizi. Pokud bychom jako podklad pro naše úvahy vzali dnešní geologickou mapu, znamenalo by to, že západovýchodní průběh Lažáneckého žlebu je jejich severní hranicí. Pokrývaly by tedy původně pouze oblast střední části Moravského krasu. Pokud tomu tak je, pak jejich rozšíření vzbuzuje dojem, že vývoj severní, střední a i jižní části Moravského krasu by mohl být odlišný. Rozdělení Moravského krasu do tří jednotek by tedy nemuselo být výrazem pouze různých hydrografických systémů. To nakonec, i když z jiných důvodů, konstatovali přede mnou i KALENDA *et al* (2005a), když popisovali, že vývoj údolních úrovní a na ně vázaných jeskynních úrovní probíhal v Moravském krasu rozdílně. Přijmeme-li tento závěr, znamená to, že bychom v období kenozoika měli pojednávat o vývoji každé části Moravského krasu zvlášť.

## 2. Paleogén

V paleogénu se celé území vyvíjelo v suberických podmínkách. Výrazně teplé podnebí muselo vést k intenzivnímu chemickému zvětrávání. Fosilní zvětraliny tohoto stáří však v Moravském krasu neznáme, protože byly zřejmě odneseny. Paleogén se jeví nutně jako období eroze, což znamená i vznik nových údolí a využití již dřívějších, jimiž byly tyto sedimenty transportovány. To se musí samozřejmě týkat i severní a jižní části, i když se tam jurské a spodnokřídové sedimenty možná nevyskytovaly.

### 2a. Nesvačilský příkop

Pro rekonstrukci vývoje Moravského krasu byl jistě důležitý vznik nesvačilského kaňonu, který klesal postupně a byl zaplňován autochtonními klastickými sedimenty oligocenního stáří. Východní okraj Českého masívu se přitom pozvolna vyklenoval a říční síť zřejmě paprscitě směřovala k nesvačilsko-vranovickému zálivu. Vodní tok tekł pravděpodobně tak jako dnešní Svitava zhruba severojižním směrem a přibíral všechny vodní toky jak ze západu, tak i z východu. Na prohlubování kaňonu se podílelo několik erozních fází. Jeho nejhlubší zařiznutí proběhlo však podle KRHOVSKÉHO *et al.* (1995) již během křídý, několik menších erozních fází bylo pak mezi spodním a středním eocénem. Jaký měl vliv na Moravský kras není známo.

### 2b. Paleogenní sedimenty

Paleontologicky dokázané paleogenní sedimenty v celé oblasti Moravského krasu chybí. Ke konci paleogénu případně ještě ve spodním miocénu dochází ke zdvihu okrajových částí Českého masívu proti stále klesající karpatské oblasti. Je pravděpodobné, že po celou tuto dobu byl Moravský kras souší. To muselo nutně vést k omlazení reliéfu a ke vzniku údolí. Paleogenní planace zahájila zřejmě i exhumaci předkřídového reliéfu Moravského krasu (PANOŠ 1963). V této době vzniká i Blanenský prolom, který pokračuje až do střední části Moravského krasu (PANOŠ 1963, HYPR 1980, PŘIBYL 1988, BOSÁK *et al.* 1989, KADLEC *et al.* 2001).

### 2c. Krasové žleby

Hradský, Ostrovský, Suchý a Pustý žleb se vyznačují shodným geomorfologickým vývojem. Mají vždy dva odlišné úseky různého geomorfologického vzhledu. Vyšší úseky jsou do paroviny poměrně málo zahlobeny, mají mírný podélný spád, spodní úseky jsou pak spíše hluboké úzké kaňony se sráznými stěnami a se značným podélným spádem dna. V období jejich vzniku poloslepá údolí ještě neexistovala. Svým průběhem se výše uvedené žleby odlišují od Lažáneckého žlebu, Křtinského údolí a údolí Říčky. Začátek vzniku těchto nejstarších zachovaných mělkých široce rozvěvených údolí je časově dáván do druhé poloviny paleogénu, důkazy pro toto časové zařazení však chybí. Domnívám se, že uvedená údolí by mohla být i starší. Vede mě k tomu spodní část Hostěnického údolí v jižní čás-

ti Moravského krasu, a to jeho relikty mezi Hostěnickým propadáním a Kamenitým žlíbkem. Relikt širokého plochého málo zahloubeného Hostěnického údolí se táhne od Hostěnického propadání směrem ke Kamenitému žlíbku a jedná se zřejmě o trosku původního velmi starého a delšího údolí, které svým tvarem zcela připomíná podobná údolí v severní části Moravského krasu. Morfologická podobnost a jeho stejný začátek nemusí samozřejmě znamenat stejné stáří, ale analogický vývoj s ostatními by tomu mohl nasvědčovat (MUSIL 1998). Důkazy pro toto tvrzení ovšem chybí. Směr tohoto údolí jde kolmo na generální směr dnešního údolí Řičky (SV-JZ) a uvedené údolí je proříznuto jejím dnešním údolím. Jeho prudký spád do údolí Řičky (Kamenitý žlíbek), vznikl později až po vytvoření údolí Řičky a začíná na vrstevnici 370 m n.m. K vytvoření Kamenitého žlíbku došlo v době, kdy tento potok tekl ve stejné výši jako dnes. JARKA (1948) se domnívá, že původní Hostěnický potok tekl směrem na Ochoz a teprve tam ústil do tehdejšího toku Řičky, která tehdy tekla přes Ochoz k Řícmanicím. Domnívám se, že tato hypotéza má svoje oprávnění.

Dnes se jedná o visuté údolí, které nemá pokračování a leží cca 50 m nad dnešním údolím Řičky. V údolí Řičky od Hádku až po Líšeň nejsou zachovány fluviální akumulací terasy, ale pouze morfostratigrafické skalní úrovně v různých výškových úrovních začínající cca 55 m nad dnešním vodním tokem (celkem sedm po celém údolí sledovatelných výškových úrovní). Tyto morfostratigrafické stupně jsou sledovatelné po celém toku Řičky až do Líšně (MUSIL 1999). Jejich podélný profil ukazuje, že spád Řičky byl v minulosti zhruba stejný jako je dnešní. Morfostratigrafická úroveň ve výšce cca 30 m odpovídá úrovni štěrků v jeskyni Pekárně.

Vznik tohoto poměrně hlubokého údolí Řičky, které prořízlo původní Hostěnické údolí, si jistě vyžádal delší dobu. Tomu nasvědčují i počty morfostratigrafických úrovní. Zánik spodní suché části Hostěnického údolí bude proto pravděpodobně starší než je udáváno u vzniku suchých údolí v severní a střední části Moravského krasu, důkaz stáří však zatím chybí. I tak nám však ukazuje možnost vyššího stáří suchých údolí v severní a střední části Moravského krasu než se předpokládá.

#### 2d. Holštejnské a Sloupské údolí

Poměrně málo znalostí pokud se týče časového vývoje, máme o Holštejnském a Sloupském údolí. Mocnost fluviálních sedimentů Holštejnského údolí na jižním okraji obce u dolního mlýna je 58,5 m. Většinou se jednalo o hlinité a jílovité písčité sedimenty s menšími štěrky (DVOŘÁK 1961). Geofyzikálním měřením v r. 1994 byla zjištěna velmi důležitá okolnost, a to, že se v závěru tohoto údolí nacházejí dvě erozní skalní terasy (BENEŠ 1994). Nejhlubší je v jeho západní části, kde se dno úzkého kaňonovitého údolí nachází v nadmořské výšce 400–410 m n.m. V tomto místě je mocnost sedimentů cca 60–70 m a uzavěrová stěna má výšku cca 100 m. Stáří sedimentů je odhadováno jako pravděpodobný pliocén, případně svrchní miocén (BENEŠ 1994), důkazy však neexistují. Vznik tohoto kaňonovitého údolí však bude jistě starší. Vyšší erozní skalní terasa nacházející se ve východní části údolí, tvořená vápencovou plošinou, je zhruba o 30 m výše. Udávané stáří sedimentární výplně o mocnosti kolem 20–30 m z přelomu miocén/pliocén (BENEŠ 1994) je pouze spekulativní. Stáří štěrků známe pouze z povrchových částí, jejich 70 metrová mocnost, nemluvě o dvou 30 m od sebe výškově oddělených erozních terasách, asi vylučuje pleistocén. Obě erozní skalní terasy ukazují jednak na mnohem vyšší stáří vzniku Holštejnského údolí a na ně vázaného jeskynního systému, jednak na nejméně dvě dlouhotrvající stabilní úrovně vodního toku. Uvedená skutečnost dokumentuje tedy mnohem složitější vývoj než se dosud předpokládalo a jen potvrzuje dřívější názory, že hluboké části kaňonů budou předbadenské.

Reliéf Sloupského údolí odpovídá zcela Holštejnskému údolí. Mocnost fluviálních sedimentů u jižního okraj obce je 58,5 m, u severního okraje obce 47,2 m, dále proti prou-

du 38,5 m a při vyústění Ždárné 28,0 m. Střídají se zde středně zrnité štěrky s jemnými až hrubými písky s vložkami šedých jílu. DVOŘÁK (1961) je zařazuje, podobně jako sedimenty v Holštejnském údolí, do středního až spodního pleistocénu, důkazy o tomto časovém zařazení však chybí. Co je však důležité, že i zde se nacházejí podobně jako v Holštejnském údolí dvě erozní skalní terasy. Maximální hloubka poměrně úzkého kaňonu je cca 60 m. Na východní straně údolí se pak nachází vyšší erozní skalní stupeň, výškový rozdíl mezi spodní a vyšší erozní terasou je nápadně podobný Holštejnskému údolí, je cca 30 m. Závěrová stěna se nachází u jeskyně Kůlny a její výška je cca 35 m. Nejzajímavější a nejdůležitější na hlubším kaňonovitém údolí je to, že v obci Sloup se otáčí na SZ, pokračuje pak dále vlevo od silnice Sloup – Němčice (BENEŠ 1994) a ne tedy k ústí údolí dnešního potoka Ždárné nebo Luhy, kde by se to spíše čekalo. Údolí Ždárné a Luhy končí visutě na vyšším skalním stupni. Prodloužení kaňonovitého údolí navazuje tedy spíše na Němčický potok a na potok bez pojmenování pramenící jižně od Němčic a tekoucí po pravé straně silnice z Němčic do Sloupu. Touto problematikou se zabývají i publikace KADLECOVY (1996, 1997).

Erozní vývoj Holštejnského a Sloupského údolí je tedy velmi podobný až totožný. Pod povrchem se v obou případech nacházejí dvě erozní skalní terasy. Velký výškový rozdíl mezi nimi ukazuje na časové rozdílné období jejich vzniku. Doba vzniku je udávána jako paleogén (BENEŠ 1994), ovšem bez důkazů.

Hlavním vodním tokem do Sloupského údolí v době existence hlubšího kaňonu nebyla tedy Luha nebo Ždárná, ale vodní tok od Petrovic. Ke změně došlo teprve až v době tvorby vyšší erozní terasy. Teprve v této době začíná Luha téci dnešním směrem, tj. na obec Sloup. Zároveň se ukazuje, což je nejdůležitější poznatek, že obě údolí, Sloupské a Holštejnské, se vyvíjela stejně. Z hlediska geneze obou poloslepých údolí a na ně navazujících jeskynních úrovní je to velmi důležitý poznatek.

Složení těžkých minerálů ze sedimentů Holštejnské jeskyně (mimo nejmladší akumulaci, která je „granátická“ se liší od dnešního toku, nepocházejí z údolí Bílé vody, ale z povodí Luhy (VÍT 1996). Nepřímo tedy ukazují na dřívější tok Luhy směrem na Bílou vodu a na Holštejnské údolí. OTAVA a VÍT (1992) se domnívají, že původcem těchto změn byly pravděpodobně vertikální pohyby podél zlomu Šošůvka-Holštejn. Vše ukazuje na to, že Luha v době maximálního zahloubení Sloupského údolí netekla do něho, ale tekla do údolí Holštejnského, jak naznačil již dříve Otava a Vít (OTAVA, VÍT 1992, VÍT 1996). Vyšší erozní skalní terasa ve Sloupském údolí, na kterou je již napojeno údolí Luhy, představuje tedy dobu, od které teče Luha dnešním údolím ke Sloupu. Vzniká tím ovšem určitý problém. Luha začíná téci do Sloupského údolí až v době vzniku vyšší erozní terasy, předtím teče do Holštejnského údolí. Štěrky v Holštejnské jeskyni patří však spíše vyšší erozní terase Holštejnského údolí, tedy do doby, kdy by tam již Luha neměla téci. Vznik vyšší terasy, jejíž sedimenty zařazuje KADLEC (1996, 1997) do kvartéru, nemusí ovšem odpovídat vzniku erozní skalní terasy.

Spodní erozní úroveň Sloupského údolí nekončí tedy při ústí potoků Luha a Ždárná, ale vede dále severozápadním směrem k Němčickému potoku a k depresi u Petrovic. Hlavní vodní tok v této době přicházel od Petrovic. Mezi Žďárem, Petrovicemi, Sloupem, Suchdolem a Těchovem jsou pokryvy tvořeny autochtonními kaolinickými zvětralinami, zvětralými residui jurských vrstev a rozrušenými svrchnokřídovými horninami. Ve vápencích u Petrovic vyplňují přes 40 m hlubokou nálevkovitou depresi. Palynologicky se má jednat o sladkovodní terciérní sediment (PANOŠ 1963), nic bližšího není bohužel známé. Nedá se vyloučit souvislost této deprese se spodní erozní úrovní Sloupského údolí.

### 3. Eggenburg a otnang

Mořská transgrese eggenburgu dosáhla pouze k jižnímu okraji Moravského krasu (Velká Klajdovka) (CÍCHA *et al.* 1969, HYPŘ 1975). Sedimenty eggenburgu nebyly zatím

nikde v Moravském krasu nalezeny. Znamená to, že ještě v této době byl Moravský kras pevninou.

Teprve v ottnangu se moře rozšířilo dále na sever. Moře nebylo příliš hluboké, sedimenty jsou brachyhalinní, vedle nich byly dokumentovány i sladkovodní. Mělo četné zálivy a špatnou komunikaci s otevřeným mořem (CICHA *et al.* 1969, HYPR 1975). Bezpečně předottnangské je údolí od Bukoviny přes Březinu, Ochoz, Kanice, Bílovice a Obrány. Značně hluboké údolí je vyplněno lakustrinními sladkovodními sedimenty (IVANOV *et al.* 2006). Údolí končilo v Obřanech a mělo tedy zhruba západovýchodní směr. Časově pravděpodobně odpovídá údolím všech vodních toků tekoucích z Vysočiny do Dyjsko-svrateckého úvalu, které mají ve svém spodním toku pod fluvialními sedimenty ještě sedimenty badenského stáří. Do dnešní doby nedošlo přitom ještě k odkrytí dna původních předbadenských údolí. Znamená to, že hluboce zařezaná údolí v Moravském krasu a jižně od něho jsou minimálně ottnangského stáří.

Ottnangské sedimenty jsou popisovány i západně od Mokré, dále mezi Velkou Klajdovkou a Muchovou boudou a dále v Lišni. Omezují se tedy především na jižní část Moravského krasu. To by mohlo potvrzovat myšlenku o možném různém vývoji jeho jednotlivých částí. Nedá se ovšem vyloučit ani možnost dřívějšího výzdvihu severnější části Moravského krasu a tím i delší doby pro jejich případnou erozi. Tato úvaha je podporována i tím, že u Olešné (okres Blansko) jsou ottnangské sedimenty ještě zachované. V každém případě však je zřejmé, že již v této době existovala v jižní části Moravského krasu poměrně hluboká údolí. Dnešní úsek Svitavy mezi Bílovicemi a Maloměřicemi v této době ještě neexistoval.

To vše dokládá intenzivní erozní činnost zřejmě na rozhraní paleogén/neogén a eventuálně i během spodního miocénu (DVOŘÁK 1995). Vznik těchto hlubokých údolí ještě před ottnangem předpokládají i KALENDA *et al.* (2005b). Údolí od Bukoviny přes Bílovice až do Obrán a je tedy vedle Lažáneckého žlebu dalším údolím západovýchodního směru. Není proto vyloučeno, že hloubkovou erozí i hluboce zařezané Lažánecké údolí mohlo vzniknout rovněž v této době. Vše nasvědčuje tomu, že známá hluboká údolí této doby mají západovýchodní směr.

Jak je situace vodních toků složitá a jak málo dnes o ní ještě víme, ukazuje publikace VÍTA (1998), který zpracovává území mezi Šebrovem a dnešním údolím Svitavy. U Šebrova nachází 14 m kvartérních sedimentů, v jejich podloží pak 25 m jemnozrnného písku, půl metru sutě a pod ní slabě písčité štěrky střídající se s polohami slabě opracovaného štěrku. Nejstarší sedimentární výplň patří do ottnangu a VÍTA (1998) předpokládá existenci většího vodního toku (Paleosvitavy) od konce paleogénu nebo nejpozději od začátku spodního miocénu dnešním údolím ve směru Lipůvka, Šebrov, Svatá Kateřina, údolí Svitavy pod Starým hradem, tedy směrem na dnešní tok Svitavy. Co je zajímavé, opět se jedná o údolí západovýchodního směru.

#### 4. Vodní toky

Paleosvitava tak jako dnešní Svitava představovala po celou dobu erozní bázi pro Moravský kras a proto detailní zjištění jejího toku je velmi důležité. ŘÍKOVSKÝ (1929) popisuje ve výšce 380–390 m n. m. relikty fluvialních sedimentů u Černé Hory a Závisti a předpokládá, že se jedná o štěrky tehdejší Svitavy. Ta měla téci z Blanska na Lipůvku, Kuřim a Brno a časově zařazuje tento tok do oligocénu. Naproti tomu KADLECOVÁ a KADLEC (1995) se domnívají v kontextu s vývojem středního toku Svitavy, že uvedená terasa pochází až ze svrchního miocénu případně až z přelomu miocén/pliocén. Všechny uvedené představy jsou do určité míry zpochybněny nálezy VÍTA (1998), který předpokládá existenci většího vodního toku (Paleosvitavy) od konce paleogénu nebo nejpozději od začátku spodního miocénu dnešním údolím ve směru Šebrov, Svatá Kateřina a dnešní údolí Svitavy pod Starým hradem. Nejstarší sedimentární výplň patří podle něho do ottnangu.

Relikty písků a štěrků ottnangského stáří západně od Šebrova v okolí Svinošic jsou zaznamenány i na geologické mapě, další relikty severně od Svinošic pak v Lažanech (HANŽL *et al.* 1999). Domnívám se, že zřejmě patří témuž vodnímu toku, který popisuje Vít (1998). Naproti tomu chybí směrem na jih, směrem na Kuřim. Přikláním se proto k názoru Víta o vodním toku východním směrem. Časově stejné sedimenty nacházíme i v údolí vedoucím od Bukoviny přes Bílovice a Obřany až do Brněnské kotliny. Vše ukazuje na to, že průběh vodních toků byl složitější než je zatím známé, nemluvě o tom, že se domnívám, že práce ŘÍKOVSKÉHO (1929) je v dnešní době již těžko použitelná a potřebovala by revizi.

## 5. Karpat

Sedimenty karpatu v oblasti Moravského krasu chybí. Musely však, aspoň v jižní části, existovat. Mokerská plošina v nadmořské výšce 420–450 m n. m. je zatím jedinou oblastí Moravského krasu s nálezy terestrických obratlovců v sedimentech vertikálních puklin ze spodního miocénu (ottnang/karpat, západní lom Mokrá). Jedná se o nejstarší terestrickou faunou datované sedimenty na území Moravského krasu. Vertikální pukliny se nacházejí ve výšce cca 410 m n.m., dosahují hloubky cca 30 m, nejsou ukončeny horizontálními chodbami a závrtý na povrchu dnes již chybí. Terestrické paleontologické nálezy pocházejí z konce spodního miocénu (MN 4, ottnang/karpat), tedy ještě před badenskou transgresí a dokumentují vznik vertikálních puklin již před touto dobou (IVANOV a MUSIL 2004, IVANOV *et al.* 2006). V této době byla tedy jižní část Moravského krasu souší. V jejich blízkosti se nachází horizontální Mokerská jeskyně, která je zcela vyplněna paleontologicky sterilními fluviálními sedimenty. Chodba je cca 25 m vysoká a až 6 m široká. Jedná se o vysoké jeskynní patro neznámého stáří ve výšce 380–390 m n. m.

## 6. Spodní baden

Mořské sedimenty spodního badenu nacházíme v Moravském krasu jen do úrovně Lažáneckého žlebu a v jeho pokračování přes Jedovnice směrem na Račice. Mocnost badenu na jz. okraji Jedovnic je 130 m, skalní dno má výšku 310 m n. m. Dno Lažáneckého údolí je ukloněno směrem k řece Svitavě (sklon 11 %) a leží o 25 m hlouběji než dno Punkevního údolí (KADLEC *et al.* 2001). Pokud nepředpokládáme při jeho vyústění vodopád, musíme připustit buď existenci vertikálního zdvihu nebo různou dobu aktivity obou údolí. Miocén nacházíme v údolí Punkvy i v tzv. Arnoštově údolí, jeho báze je 286 m n. m. (Schütznerová-Havelková 1958).

Spodnobadenské mořské tégly (vápnité jíly) jsou přítomné v jižní části Moravského krasu (Mokrá-Horákov, východně od Velké Klajdovky). Vedle nich se tam nacházejí i sedimenty fluviální. NEHYBA (2001) popisuje v západním lomu Mokrý (Mokerská plošina) v nadmořské výšce 420–450 m n. m. široké údolí vyplněné sterilními písky pravděpodobně ze spodního badenu. Jedná se podle něho o fluviální sedimenty mělkovodní delty. V jejich nadloží se nacházejí oblázky velmi různé velikosti (až 25 cm v průměru) pocházející zřejmě z rozvětralých kulmských slepenců. Mocnost této vrstvy je cca 5 m a jedná se o splachy, v žádném případě ne o sedimenty fluviální. V nadloží štěrků leží fosilní pleistocenní půdy.

Nejsevernější výskyt spodnobadenských téglů je v Moravském krasu v Lažáneckém žlebu a východně od Jedovnic. Nebyly zatím nikdy nalezeny severně od těchto údolí. Tento fakt ukazuje opět na možnost různého vývoje Moravského krasu. I když jeho polygenetický povrch je zarovnaný, jedná se pouze o globální konstatování. Ve skutečnosti má tento zarovnaný povrch velký počet nejrůznějších depresí různé hloubky nemluvě o závrtch. Dalo by se proto předpokládat, že relikty spodnobadenských sedimentů by měly být přítomné např. ve vertikálních puklinách nebo v menších povrchových depresích. Na rozdíl od nejbližšího okolí, kde se jejich relikty vyskytují (např. západně od Moravského krasu na povrchu Brněnského masívu), v severní části Moravského krasu nebyly nikdy obje-

veny. Mohla by proto vzniknout otázka, zda severní část Moravského krasu byla vůbec zaplavena spodnobadenským mořem. Kdyby tomu tak bylo, pak vývoj severní a jižní části od Lažáneckého žlebu by byl odchylný.

### C. Období kvartéru

Kvartér začíná na bázi gelasienu, který odpovídá časově 2,588 Ma. Celé období kvartéru a v menší intenzitě i předcházejícího neogénu je charakterizováno cyklicky se opakujícími teplotními oscilacemi různé intenzity, změnami ve srážkách a s tím souvisejícími změnami flóry a fauny.

Pokud se týče kvartéru, můžeme konstatovat, že pro jeho spodní část nějaké konkrétní a objektivní údaje v Moravském krasu většinou chybí. Ještě na jeho začátku ležely mořské badenské sedimenty v Brněnské kotlině cca o 100 m výše než dnes. Více poznatků máme pouze pro jeho mladší část, pro střední a svrchní pleistocén a samozřejmě pro holocén. Tato období nám poskytují největší množství poznatků a akumulčních a erozních fázích, které je možné do určité míry aplikovat i pro období dřívější, ze kterého nám sedimenty většinou chybí. Logicky uvažováno, mělo by se proto u takto koncipovaných publikací postupovat od více známého k neznámému.

#### 1. Fluviální šterky v jeskyních

Z konce spodního pleistocénu jsou z jeskyní Moravského krasu do dnešní doby známé pouze fluviální šterky. Ve všech případech jsou bez paleontologických nálezů. Bazální fluviální šterky v Hoštejnské jeskyni vznikly v době mezi 0,8 až 1,1 Ma. (KADLEC *et al.* 2001). Časově se tedy zřejmě jedná zhruba o fluviální sedimentaci z období OIS 20–32. (menap). V této době akumuluje šterky v Brněnské kotlině Svitava ve výšce cca 253 m n.m. (báze akumulční stránské terasy, nadložní povodňové hlíny jsou ze subchronu Jaramillo). V této době bylo Holštejnské údolí zcela vyplněné fluviálními sedimenty, které musely sahat až po úroveň Holštejnské jeskyně. Nemusi to však znamenat, že tomuto stáří patří celá mocnost sedimentů vyplňujících poloslepé Holštejnské údolí. Stejněho stáří (0,8–1,1 Ma) jsou i fluviální sedimenty v Sloupsko-šošůvských jeskyních (KADLEC *et al.* 2001). Časově starší údaje o fluviálních štercích v jeskyních Moravského krasu (nebereme-li v úvahu Mokřskou jeskyni) dodnes chybí. Uvedené stejné časové údaje akumulace fluviálních sedimentů obou jeskyní ze dvou hydrografických systémů nejsou náhodné, ale dokumentují stejný vývoj obou povodí a na ně vázaných jeskynních systémů. Poněvadž vznik jeskynních chodeb je mnohem starší, znamená to, že v předcházející době muselo dojít k velkému odstraňování všech dřívějších sedimentů.

#### 2. Paleontologicky datované sedimenty středního pleistocénu

Pouze výjimečně existují jeskyně, které jsou ještě dnes vyplněné staršími hlinitými sedimenty v tomto případě z interglaciálu holstein a z cromerských interglaciálů (např. Medvědí jeskyně na Stránské skále, Lažánky u Tišnova nebo jeskyně Za hájovnou v Javoříčském krasu, MUSIL 2005). Paleontologicky dokázané starší sedimenty v horizontálních jeskyních neexistují. Uváděné lokality však leží mimo oblast Moravského krasu, v Moravském krasu není ani jediná. Jedná se vždy o takové jeskyně, které nebyly od uvedené doby aktivní. Uvedené sedimenty nepatří k sedimentům vchodovým, do chodeb se dostaly komínovými vodami. Komíny v té době musely být tedy bez výplně. Opakuje se zde tatáž situace, kterou dobře známe i z posledního glaciálu. Svědčí o tom, že s periodicitou akumulace a eroze jeskynních sedimentů je nutné počítat, i když nemusí být dnes v sedimentech zaznamenána. I když v Moravském krasu zatím jeskyně se sedimenty tohoto stáří chybí, jistě musely v minulosti existovat. Následující období eroze vedlo k jejich odstranění a zachované jsou pouze sedimenty poslední akumulace.

### 3. Projevy klimatických oscilací

Následky klimatických oscilací v dřívějších dobách a jejich intenzitu zatím z území Moravského krasu neznáme. Že musela existovat, ukazuje profil suťových kuželů cromerského stáří na úpatí Stránské skály. Profil na Stránské skále, který je svým způsobem jedinečný, ukazuje výraznou klimatickou cykličnost dokumentovanou jak faunou, tak i sedimenty (MUSIL 1963, 1967, 1968, 1995, MUSIL, VALOCH 2005). Několik v superpozici ležících suťových kuželů se sedimenty cromerského stáří (cromer I až III) ležících v nadloží menapu, na bázi vždy s rozměrově větší sutí a co je důležité, vždy s různě mocnou sintrovou polohou vybíhající od vápencové kolmé stěny, ukazují evidentně na cyklicky se střídající teploty a srážkovou činnost, která se v přítomném sedimentárním sledu výrazně projevuje. Uvedený vývoj byl typický vždy pro začátek teplého období. Tento cyklicky se opakující vývoj každého začátku teplého období je nápadně podobný začátku holocénu v Moravském krasu. Něco podobného můžeme nakonec pozorovat i na mohutné sprašové sedimentaci na Červeném kopci, kde nacházíme spraše a fosilní půdní komplexy ve vzájemném vztahu s fluvialními terasami. V superpozici se tam nacházejí fluvialní terasy modřická, tuřanská a stránská, oddělené polohami spraší a fosilních půdních komplexů. Znamená to, že v nedaleko se nacházejícím Moravském krasu se musely rovněž tyto výrazné klimatem vyvolané změny projevit. Jakékoli sedimenty tohoto stáří, které by mohly přinést přímé důkazy, však zatím v Moravském krasu nebyly nalezeny.

### 4. Akumulační terasy Svitavy v Brněnské kotlině

Jedinečně zachované akumulace terasy Svitavy v Brněnské kotlině ve spojení se sprašovými pokrivy, fosilními půdními komplexy, s paleontologickými a archeologickými nálezy nám nabízejí celou řadu konkrétních údajů o klimatických oscilacích od pliocénu až po současnost. Jejich důležitost tkví v tom, že Svitava protékající dobře prozkoumanou Brněnskou kotlinou je bázi pro vody odtékající z Moravského krasu. V tomto případě nás nejvíce zajímají vysoké fluvialní akumulace terasy Brněnské kotliny, které jsou tyto:

- Líšeňská terasa, její báze na Brněnském masivu v sídlišti Líšeň je ve výšce 298 m n. m. (gelasien, nadložní sedimenty datovány 2,5 Ma, KOČÍ 1982). Od počátku kvartéru až do dnešní doby došlo tedy k odstranění badenských sedimentů v Brněnské kotlině o cca 100 m (nejnižší bod Brna je 190 m n.m.). Pokud by nedošlo k nějakým podstatným vertikálním pohybům jednotlivých ker Moravského krasu v průběhu pleistocénu, značně rozsáhlá plocha její šterkové akumulace by musela do něj hluboko zasahovat (dnešní výšky Bílovic 220 m n. m., Blanska 275 m n. m., vývěru Jedovnického potoka 301 m n. m. atd.)
- Akumulační terasy mezi 298 a 253 m n. m. nejsou zachovány. Nejbliže nižší je proto až stránská terasa ve výšce cca 253 m n. m., výškový rozdíl proti líšeňské terase je cca 40 m. Pochází z konce spodního pleistocénu, povodňové hlíny v nadloží terasy patří subchronu Jaramillo (0,99–1,07 Ma). Sedimenty terasy obsahují chladnou faunu svědčící o studeném období. Nad stránskou terasou na Červeném kopci se v jejím nadloží nachází šest intenzivně zvětralých půdních komplexů, na eponymické lokalitě na Stránské skále leží v nadloží mohutná spraš menapu a na ní sedimenty cromeru na bázi s paleomagnetickou hranicí Brunhes/ Matuyama (KOČÍ 1982, MUSIL *et al.* 1995).
- Tuřanská terasa. Jedná se o nejmohutnější akumulaci šterkopísků v Brněnské kotlině, která je výjimečná nejen svým mimořádným rozšířením, ale i mocností. Její velká mocnost byla způsobena synsedimentárními poklesy Dyjsko-svrateckého úvalu (MUSIL *et al.* 1995). Sedimentace šterků nebyla průběžná, objevují se v ní polohy fosilních půd (ferretto) a lakustrinní sedimenty zřejmě opuštěných ramen datované paleomagneticky do cromerského komplexu (KOČÍ 1982, MUSIL 1982). Výškový rozdíl mezi bází stránské terasy a bází tuřanské terasy je cca 35 m.

Příznačným rysem mezi Svitavou v Brněnské kotlině a jejím tokem nad Brnem je rozdíl v zachování fluvialních akumulčních teras. Zatím co v prostoru severně od Brna nejsou významně vyvinuté, v Brněnské kotlině jsou přítomné od počátku kvartéru až do dnešní doby. Je to způsobeno tím, že zatím co oblast Brněnské kotliny neustále poklesávala, oblast severně od Brna se stále sekulárně zvedala (MUSIL, VALOCH 1961). Typickým příkladem je Svitava mezi Bílovicemi a Maloměřicemi. Při studiu nízkých říčních teras v Maloměřicích jsme mohli vidět, jak se jednotlivé akumulční terasy, výrazně oddělené v Brněnské kotlině, severním směrem k vyústění Svitavy do Brněnské kotliny sblížovaly a nakonec spojovaly v jednu (MUSIL, VALOCH 1961).

Na první pohled by se zdálo, že dobrá znalost akumulčních říčních teras v Brněnské kotlině, která je bázi pro odvodňování Moravského krasu, může přispět k řešení časové geneze jeskynních úrovní. Odpověď vodních toků na změny prostředí v geomorfologicky a tektonicky odchylných oblastech však nemusí být a zřejmě ani nebude stejná. Bohužel zatím nikdo se ještě nezabýval studiem možných rozdílů a vzájemných vztahů fluvialních akumulací v krasových a mimokrasových oblastech.

## 5. Poslední interglaciál

Nálezy jeskynních sedimentů z glaciálu před eemem, případně z eemu a z první poloviny posledního glaciálu jsou velmi ojedinělé a jsou velkou výjimkou. Paleontologicky byl dokázán eem např. v jeskyni Kůlně (MUSIL 1969, 1988, 1990), na základě datování pak v Šošůvské jeskyni u Černé propasti (128–112 ka, KADLEC *et al.* 2001). Složení jílové frakce ukazuje, že i část sedimentů z jeskyně Holštejnské a Spirálové bude pocházet z tohoto období. (VÍT 1995). Ve všech případech byly uvedené sedimenty zřejmě plně odstraněny a pokud se vyskytují, jedná se jen o pouhé relikt.

## 6. Akumulační fáze posledního glaciálu

Mimo několika výjimek nacházíme ve všech svahových jeskyních a i v horizontálních chodbách dřívějších fluvialních jeskyní Moravského krasu především sedimenty z druhé poloviny posledního glaciálu. Tyto sedimenty bývají velmi bohaté na paleontologické a někdy i paleolitické nálezy, časově spadají do mladší části posledního glaciálu. Nejstarší pocházejí zhruba z období interstadiálu hengelo (OIS 3–4). Toto časové zařazení není provedeno jen na základě datování, ale i na základě paleontologických a nakonec i paleolitických nálezů. V jejich podloží u dřívějších fluvialních jeskyní se nacházejí pouze velmi staré fluvialní šterky, pokud bylo možné je datovat, jednalo se o šterky středního pleistocénu (jeskyně Holštejnská, KADLEC *et al.* 2001). U svahových jeskyní bývají v podloží paleontologicky sterilní prachové sedimenty (např. jeskyně Pod hradem). Mezi těmito sterilními sedimenty a paleontologicky a časově datovanými je velký sedimentační hiát. Znamená to, že před druhou polovinou posledního glaciálu, někdy před interstadiálem hengelo, došlo k poslední výrazné erozi všech dřívějších sedimentů.

## 7. Povodňové hlíny v údolích řek

Abychom se mohli lépe vyjádřit k povodňovým hlínám v krasových údolích, považují za nutné se nejprve stručně zmínit o těchto sedimentech z údolí větších vodních toků. Ty jsou tam totiž dobře zachované, a proto poměrně dobře známé.

V údolích všech větších vodních toků Moravy se v nadloží fluvialních šterků nacházejí v různé mocnosti od dvou až do pěti metrů povodňové hlíny. Povodňové hlíny pocházejí z největší části z původních spraší. Četná hluboká údolí v sedimentech různého stáří např. v okolí Brna vznikla rovněž z doby této velké erozní a následující akumulční činnosti. Dodnes jsou např. v oblasti Kroměřížska zachované ve spraších strže, jejichž rozsah je odhadován na 500–950 m/km<sup>2</sup> (GAM, STEHLÍK 1956). Jsou vyhloubené výmolnou činností velkých srážek a dodaly sedimenty pro tvorbu údolních povodňových hlín. Povodňové hlíny v údolích nasedají přímo na šterky posledního glaciálu.

Akumulace povodňových hlín, vlastně jejich zachování, je časově různé. Začátek akumulace nejstarších patří do pozdního glaciálu (např. DEMEK 1962, ZEMAN 1968) a někdy reprezentují i celý holocén, někdy pouze jeho část. Jejich depozice bývá v některých případech přerušena poměrně silnou erozí, kdy dochází k jejich částečnému odnosu. Sedimentace povodňových hlín v sobě skrývá určitou periodicitu. Jejich akumulace nebyla nepřetržitá, střídají se období záplav s obdobími klidu. Právě v této době docházelo ke vzniku subfossilních půd, první časově od atlantiku. Tvorba subfossilních půd potřebuje ke svému vzniku relativně delší dobu a znamená tedy dlouhodobější přerušení akumulace povodňových hlín. Tvorba povodňových hlín nezávisí na běžném humidním klimatu, ale je většinou výsledkem převládajících přívalových srážek nebo velkého tání sněhu v jarních měsících. Při běžných srážkách povodňové hlíny nevznikají.

## 8. Analogické erozní fáze v Moravském krasu

Většina sprašového pokryvu Moravského krasu a celé Drahanské vrchoviny, pokud je zachován, pochází převážně z konce posledního glaciálu. Spraše větší stáří bývají ojedinelé, dřívější spraše a s nimi spojené fosilní půdní komplexy zde však, jak ukazují jejich reliktů, jistě byly. Poslední eolická sedimentace spraše v Moravském krasu pochází ze samého konce posledního glaciálu. Netýká se to jen oblasti Moravského krasu, ale i přilehlých území. Z většiny údolí však byla později odstraněna. Znamená to, že po poslední eolické činnosti, v době pozdního glaciálu a začátku holocénu, většina suchých údolí Moravského krasu musela být příležitostně protékána vodou z přívalových srážek. Běžné srážky by totiž k odnosu nestačily. Předpokládám, že voda tekoucí těmito suchými údolím přicházela většinou (výjimku tvoří např. Luční údolí) z bočních údolí. Nejedná se o nějaký mimořádný jev, je popisován i z historické doby, kdy lesní porost tomu do určité míry i brání. Tak např. dne 2. dubna 1882 byla velká průtrž mračen a během půl hodiny byly louky Hradského a Ostrovského žlebu zaplaveny vodou. M. KRÍŽ (1903) tuto záplavu popisuje takto: „Potůčky v dravě, rozvodněné bystřiny proměněny, se strání řitily se zrovna spousty vod do údolí a žlebů.“ Podobná líčení existují i ze Sloupského údolí, kde přetékal vodu až do žlebu, ze Suchého žlebu, ze Křtinského údolí a i z údolí Říčky. Nakonec je známé i ze současné doby. Příležitostně záplavy nejsou a nebyly tedy nějak výjimečné. Neříká ani důvod předpokládat, že vátí spraše se těmito údolím vyhnulo, že spraš z konce posledního glaciálu zde neexistovala. Dnes je tato spraš zachována pouze v reliktech, a to převážně na svazích před jeskynními vchody.

Nedomnívám se ani, že by odnos spraší byl způsoben větrnou erozí, ta by se mohla uplatnit především na krasových plošinách a ne obecně ve všech údolích. V té době již také začal existovat rostlinný pokryv (poslední spraš je magdalénské stáří), který by ji jistě znemožnil. Nemluvě o tom, že sprašové sedimenty z celé délky údolí se dnes nacházejí v závěrech slepých a poloslepých údolí, kam byly přemístěny tekoucí vodou. Nakonec i složení povodňových hlín všech mimokrasových vodních toků pochází převážně z původních spraší.

Vodou přemístěnou spraš nacházíme dnes v závěrech slepých a poloslepých údolí (Holštejnské údolí – Hladomorna, před Rasovnou, Rudické propadání, Hostěnické propadání). Intenzita sedimentace původních spraší holocenními vodními toky do závěrů poloslepých údolí byla přitom větší než jejich odstraňování do ponorů, a tak docházelo k jejich postupnému zaplňování. Markantním případem je právě propadání Rasovny, kde povodňový prachovitý sediment akumuloval až do výše Hladomorny, která se stala v této době ponorem Bílé vody. Ještě větší byla mohutná akumulace povodňových hlín u Rudického propadání. Je důkazem toho, že v pozdním glaciálu a především ve starším holocénu došlo k tomu, že vody Jedovnického potoka tekly po určitou dobu i starým Lučním údolím.

Ve svrchní části odkryvu proti Rasovně je dokumentován nad dnešní nivou poslední interglaciál. Nachází se tam relikt půdního sedimentu tmavě hnědé barvy, který je pro-

duktem interglaciálního klimatu, s největší pravděpodobností eemu (SMOLÍKOVÁ, KADLEC 1993). V jeho nadloží se střídají polohy fluvialních jemně až hrubě zrnitých písčitých štěrků, v superpozici se sprašovou hlínou. Tento nález eemské půdy je velmi důležitý, a to z toho důvodu, že z nedaleké jeskyně Hladomorny byly popsány fluvialní prachové sedimenty, v podstatě přeplavené sprašové hlíny s vložkami jemného písku a kulmských štěrků různé velikosti. Paleontologické nálezy z hloubky cca 5,5 m pocházejí z konce posledního glaciálu (Musil 1989). Výškový rozdíl mezi Novou Rasovnou a Hladomornou ukazuje na poměrně velkou akumulaci, po které následuje od začátku holocénu intenzivní eroze, která odstranila z Holštejského poloslepého údolí v průběhu holocénu 10 až 15 m sedimentů. Cykličnost akumulace povodňových hlín střídajících se s tvorbou subfosilních půd, která je typická pro všechny vodní toky mimo Moravský kras, ze závěrů poloslepých nebo slepých údolí neznáme. To ukazuje, jak různě se chovaly vodní toky ve stejnou dobu mimo krasové území a v krasovém území a vybízí to při vzájemném srovnávání k opatrnosti.

K obecně velké erozi poslední spraše posledního glaciálu dochází tedy po prvé na přechodu pozdní glaciál/holocén. Tento erozní proces proběhl nejen v Moravském krasu, ale v celé Drahanské vrchovině (MUSIL 1994). V jeskyních je tato doba charakterizována vznikem sintrových poloh.

### **9. Holocenní povodňové hlíny v Moravském krasu**

Jak se tato cyklická sedimentace, projevující se opakovanou tvorbou holocenních povodňových hlín a vznikem půdních horizontů v údolích říčních toků projevila v celé délce údolí Moravského krasu? Ve všech údolích, ať již se jedná o poloslepá údolí (Sloupské, Holštejské, Hostěnické) nebo o stará suchá údolí (Ostrovský, Pustý a Suchý žleb a Luční údolí), výše uvedená cykličnost povodňových hlín schází. Většinou se tam nachází pouze současná půda. Znamená to, že z těchto údolí, pokud tam povodňové hlíny vůbec vznikly, musely být přívalovými srážkami odstraněny. Pokud se týče suchých krasových údolí, tam se zřejmě nikdy nevytvořily. Po celý holocén, mimo přechod pleistocén/ holocén a nejstarší část holocénu, byla tato údolí bez trvalého vodního toku. Větší počet půd vzniklých v klimatických oscilacích holocénu nacházíme pouze u jeskynních vchodů a na svazích pod svislými skalními stěnami. Určitou výjimkou by mohl být pouze Hradský žleb, kde geofyzikální měření zjistilo větší mocnosti sedimentů (KALENDA *et al.* 2004).

### **10. Důležitá úloha krasových komínů**

Jeskynní sedimenty posledního glaciálu s paleontologickými a paleolitickými nálezy jsou většinou tvořeny sprašovými hlínami (typickým případem jsou např. Sloupsko-šošůvské jeskyně) nebo kakaově hnědými hlínami (např. jeskyně Pod hradem, jeskyně V Panském klínku), které se dostaly do těchto chodeb ne od jeskynních vchodů, ale komínovými vodami. Předpokládáme, že i k erozi dřívějších sedimentů došlo vodami z těchto vertikálních komínů ústících do horizontálních chodeb, které (i když jistě ne všechny) musely být v těchto dobách volné. Otevření vertikálních komínů předpokládá jednak intenzivní srážky, ne tedy pouze běžné humidní klima, jednak nepřítomnost souvislého lesního porostu. Jiné vysvětlení třeba postupnou sufozí materiálu hydrostatickým tlakem nadložní vody v závrtu a tím vyvolaným sesedáním sedimentů by snad bylo možné u některých lokalit, v tomto případě se však jedná o obecnou záležitost. Po uzavření vertikálních cest v holocénu nedošlo pak již až do dnešní doby nikdy k jejich otevření. Holocenní sedimenty v chodbách jeskyní v takových mocnostech jako jsou výše popisované vždy chybí. Holocenní hlíny popisované např. z Holštejské jeskyně nejsou svým rozsahem adekvátní rozsahu sedimentů z posledního glaciálu. Sedimenty tohoto stáří jsou v horizontálních chodbách spíše výjimkou. a pokud je nacházíme, jedná se vždy o rozsahem menší plochy. Větší plošné rozšíření jako je tomu např. u sprašových hlín nebylo nikdy pozorováno.

## D. Závěr

Od jury do kvartéru došlo v Moravském krasu k podstatným změnám, rozdílným podle toho, zda se jedná o údolí a na ně vázané jeskynní úrovně nebo o vlastní povrch Moravského krasu. Není vyloučeno, že vývoj byl odlišný v severní, střední a jižní části. Ukázalo se, že je mnohem složitější než se předpokládalo. Otázka stáří jednotlivých vývojových etap většinou postrádá důkazy. Dosavadní názory na stáří některých jevů se někdy dosti liší a většinou dosud neexistuje exaktní kritérium, podle kterého by bylo možné stáří stanovit.

Samostatný vývoj měly sedimenty v jeskynních a v krasových údolích. Dosud ani přesně nevíme, kolik erozních a akumulčních cyklů mohlo proběhnout. Jistě jich bylo více než dokumentují zachované sedimenty. Je pravděpodobné, že na stejných místech se mohly erozní a akumulční fáze i několikrát střídát, a to jak ve slepých a poloslepých údolích, tak i v jeskynních chodbách.

Do badenské transgrese je podstatná část hlavních karsologických změn povrchu a podzemí Moravského krasu ukončena a dochází již pouze k relativně menším změnám. To se však netýká sedimentů, jejich erozních a akumulčních fází vyvolaných klimatickými změnami. Musíme předpokládat, že jich byl na stejném místě větší počet, jak nasvědčují např. pro období kvartéru akumulční terasy a spráše s fosilními půdními komplexy v Brněnské kotlině.

Největší úlohu v akumulaci a v následné erozi hlinitých sedimentů v jeskynních chodbách hrály krasové komíny. V kvartéru můžeme předpokládat několik takových střídajících se období. Většina hlinitých sedimentů zachovaných v jeskynních chodbách pochází z poslední fáze akumulace, tj. ze svrchního posledního glaciálu. K jejich erozi zatím nedošlo. Analogicky, samozřejmě v různé intenzitě, je musíme předpokládat i v předcházejících glaciálech a interglaciálech, a je proto nutné i v těchto dobách počítat s podobnými důsledky, i když je zatím nemůžeme dokázat. Na rozdíl od tohoto období, holocenní sedimenty v jeskynních chodbách v podobném rozsahu zcela chybí.

Střídání období erozí a akumulací sedimentů dobře zjištělné v posledním glaciálu a holocénu nebylo omezené pouze na tuto dobu, ale muselo být charakteristické pro celý kvartér.

## LITERATURA

- BENEŠ, V., 1994: Geofyzikální měření v Holštejnském a Sloupkém údolí v Moravském krasu. – *MS, G Impuls* Praha s.r.o., Archiv ČGÚ, 1–29.
- BOSÁK, P., 1978: Rudická plošina v Moravském krasu – část III. Petrografie a diagenese karbonátů a silicitů jurského reliktu u Olomučan. (Rudice plateau in the Moravian Karst – Part III. Petrography and diagenesis in carbonate rocks and silicites of the Jurassic relict near Olomučany). – *Acta Mus. Morav., Sci. Nat.*, 63, 7–29.
- BOSÁK, P., HORÁČEK, I., PANOŠ, V., 1989: Paleokarst of Czechoslovakia. – In: *Paleokarst: a systematic and regional review* (Bosák P., Ford D., Glazek J., Horáček I., eds.). – *Academia*, 107–135.
- CICHA, J., ČTYŘOKÁ, J., KRÝSTEK, I., 1969: Zpráva výzkumech v terciéru na listu Brno - východ. – *Zpr. geol. Výzk. v roce 1968*, 1, 214–216.
- DEMEK, J., 1962: Zpráva o podrobném výzkumu uničovského výběžku Hornomoravského úvalu. – *Zpr. geol. Výzk. v roce 1961*, 279–281.
- DVOŘÁK, J., 1961: Výsledky vrtného průzkumu v severní části Moravského krasu. – *Symposion problémech pleistocénu, Anthropos*, 14, 93–95.
- DVOŘÁK, J., 1995: Tektonický a morfologický vývoj jv. okraje Českého masívu při podsouvání pod Karpaty. – *Knih. Zem. Plyn, Nafta* 16, 15–24.
- GAM, J., STEHLÍK, A., 1956: Příspěvek k poznání stržové eroze na Moravě a ve Slezsku. – *Sbor. ČS. Společ. zeměp.*, 61, 214–216.
- HANŽL, P., KREJČÍ, Z., VÍT, J., OTAVA, J., NOVÁK, Z., STRÁNÍK, Z., 1999: Geologická mapa Brna a okolí 1:50.000. – Český geologický ústav, Praha.

- HYPR, D., 1975: Miocénní sedimenty oblasti Moravského krasu a okolí. – *MS dipl.práce* PřF UJEP Brno, 1–64.
- HYPR, D., 1980: Jeskynní úrovně v severní a střední části Moravského krasu. – *Sbor. Okr. muz. v Blansku* 12, 65–79.
- IVAN, A., 1982: Reliéf Brněnské kotliny. In: Musil R. (ed.): Kvartér Brněnské kotliny, Stránská skála IV, *Stud. geogr.*, 80, 24–46.
- IVANOV, M., MUSIL, R., 2004: Předběžné výsledky výzkumu neogenních obratlovců z lokality Mokrá-lom. – *Acta Mus. Morav., Sci.geol.*, 89, 223–236.
- IVANOV, M., MUSIL, R., BRZOBOHATÝ, R., 2006: Terrestrial and Marine Faunas from the Miocene Deposits of the Mokrá Plateau (Drahany Upland, Czech Republic) – Impact on Palaeogeography. – *Beitr. Paläont.*, 30, 223–239.
- JARKA, J., 1948: Geologie jižní části Moravského krasu mezi Křtinami a Mokrou. – *Rozpravy II. třídy České Akad.*, 58, 14, 1–21.
- JAROŠ, J., 1958: Příspěvek k paleopotamologickému vývoji střední Svitavy. – *Sbor Československé spol. zeměpisné*, 63, 3, 215–219.
- KADLEC, J., 1996: Holštejnské údolí v Moravském krasu. In Zatloukal, R. (ed): Speleologové na Holštejnku. Výzk. v letech 1966–1996. – *Knih. Čes. speleol. společ.*, 28, 7–12.
- KADLEC, J., 1997: Reconstruction of the development of semiblind ponor valleys in Moravian Karst based on geophysical surveying, Czech Republic. – *Proc. 12<sup>th</sup> Int. Congr. of Speleology*, 387–390.
- KADLEC, J., HERMAN, H., BENEŠ, V., ŠROUBEK, P., DIEHL, J. F., GRANGER, D., 2001: Cenozoic history of the Moravian Karst (northern segment): Cave sediments and karst morphology. – *Acta Mus. Morav., Sci. geol.*, 86, 111–160.
- KADLECOVÁ, R., KADLEC, J., 1995: Vznik a stáří Amatérské jeskyně. – *Speleo*, 20, 16–22.
- KALENDA, P., KUČERA, J., DURAS, R., MRAVEC, P., 2004: Zjišťování hloubek dna a vývoje Hrádského žlebu. – *Speleofórum*, 19–22.
- KALENDA, P., KUČERA, J., MRAVEC, P., 2005a: Vývoj jeskynních systémů v severní části Moravského krasu s přihlednutím k novým poznatkům z Holštejnské jeskyně. – *Acta Mus. Morav., Sci. geol.*, 90, 191–216.
- KALENDA, P., KUČERA, J., MRAVEC, P., 2005b: Vývoj říční sítě Moravského krasu (Development of the river net in the Moravian Karst). – *Acta Mus. Morav., Sci. geol.*, 90, 171–189.
- KOČÍ, M., 1982: Paleomagnetický výzkum sedimentů Brněnské kotliny. In: Musil R. (Ed.): Kvartér Brněnské kotliny, Stránská skála IV. – *Stud. geogr.*, 80, 153–170.
- KREJČÍ, J., 1954: Reliéf brněnského prostoru. – *Folia Přír. Fak. UJEP, Geographia*, 1/5, 1–4.
- KREJČÍ, J., 1960: K otázce existence krasového cyklu. – *Sbor. Čs. Spol. zem.*, 65, 315–325.
- KRHOVSKÝ, J., HAMRŠMÍD, B., ŠVÁBENICKÁ, L., ČECH, S.: 1995: Kdy byl vyhlouben Nesvačilský a Vranovický kaňon? – *Geol. výzk. Morav. Slez. v r. 1994*, 32–34.
- KŘÍŽ, M., 1903: Beiträge zur Kenntnis der Quartärzeit in Mähren. – *vlastním nákladem*, 1–336.
- MALKOVSKÝ, M., 1979: Tektogeneze platfórního pokryvu Českého masivu. – *Knih. Ústř. ústavu. geol.*, 53, 1–176.
- MUSIL, R. et al., 1995: Stránská skála Hill. Excavation of open-air sediments 1964–1972. – *Anthropos*, 26 /N. S. 18/, 1–213.
- MUSIL, R., 1963: Stránská skála, kvartérní sedimenty a fauna. – *Sjezdový průvodce XIV. sjezdu Společnosti pro min. a geol.*, 108–110.
- MUSIL, R., 1966: Holštejn, eine neue altpleistozäne Lokalität in Mähren. – *Acta Mus. Morav.*, 51, 133–168.
- MUSIL, R., 1967: Stránská skála. Early Pleistocene Fauna. – *Quide to Exkursion 25 AC, Quaternary. Intern. Geol. kongress*, Praha, 35–38.
- MUSIL, R., 1968: Neue Ergebnisse der Forschungen an der Lokalität Stránská skála. – *Acta Mus. Morav.*, 53, 139–162.
- MUSIL, R., 1969: Die Entwicklung der Tiergesellschaft im Laufe der Sedimentation in der Kůlna-Höhle. – *Quartär*, 20 (1970), 8–20.
- MUSIL, R., 1988: Ökostratigraphie der Sedimente in der Kůlna-Höhle. – *Anthropos*, 24 /N. S. 16/, 215–255, Brno.
- MUSIL, R., 1989: Fluvialní sedimenty Holštejnského údolí. – *Sbor. prací Geogr. ústavu ČSAV*, 23, 65–75.
- MUSIL, R., 1990: Pferdefunde /Equus taubachensis und Equus scythicus/ aus der Kůlna-Höhlein Mähren. – *Weimarer Monographien zu Ur-und Frühgeschichte*, 26, 1–86.
- MUSIL, R., 1993: Fluvial sediments in the valleys of the Moravian Karst. – *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geology*, 23, 41–44.
- MUSIL, R., 1993a: Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru (Geological development of Moravia and Silesia in the Quaternary). – *Sborník příspěvků k 90. výročí narození prof. dr. K. Zapletala*, Brno, 133–151.

- MUSIL, R., 1994: Denudations- und Akkumulationsphasen im Spätglazial und im Holozän in der Umgebung von Brno. – *Skripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk (Geology)*, 24, 27–37.
- MUSIL, R., 1997: Ende des Miozäns und unteres bis mittleres Pleistozän des Brünner Beckens. – *Acta Mus. Morav., Sci. nat.*, 86, 93–107.
- MUSIL, R., 1998: Vývoj údolí sítě v jižní části Moravského krasu. – *Geol. Výzk. Mor. Slez v roce 1997*, 11–15.
- MUSIL, R., 1999: Akumulační a morfostratigrafické úrovně Řičky (Moravský kras). (Aggradational and morphostratigraphic levels of the Řička River (Moravian Karst).) – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998*, 29–34.
- MUSIL, R., VALOCH, K. 1961: Die unteren Terrassen der Svitava bei Brünn. (Spodní terasy Svitavy u Brna). – *Práce Brněnské zákl. Československé akademie věd* 33, sešit 6, spis 418, 225–256.
- MUSIL, R., 2005: Jeskyně „Za Hájovnou“, výjimečná lokalita Javoříčského krasu (Za Hájovnou Cave, exceptional locality of Javoříčko Karst, Moravia). – *Přírodovědné studie Muzea Prostějovska*, 8, 9–41.
- MUSIL, R., VALOCH, K. 2005: Environmental changes spanning the Early-Middle Pleistocenetransition. – *Jahresschrift für mitteldeutsche Vorgeschichte*, 89, 51–98.
- NEHYBA, S., 2001: Výsledky studia vybraných neogenních sedimentů v prostoru Cementárny Mokrá. – *Výzkumná zpráva za rok 2001*, Archiv firmy. Českomoravský cement a.s., Mokrá, 1–12.
- OTAVA, J., VÍT, J., 1992: Paleohydrography of the northern tributaries of the Punkva River reconstructed from the analysis of cave sediments (Moravian Karst, Drahaný Upland). – *Scripta, Geology*, 22, 141–156.
- PANOŠ, V., 1962b: Fossilní destrukční krasové tvary východní části České vysočiny. – *Geografický Čas.*, 14, 181–199.
- Panoš, V., 1963: K otázce původu a stáří sečných povrchů v Moravském krasu. – *Čs. Kras*, 14, 29–41.
- PŘIBYL, J., 1988: Paleohydrografický vývoj a morfotektonika severní části Moravského krasu a Amatérské jeskyně. – *Rozpravy ČSAV*, 98, 1, 1–82.
- Říkovský, F., 1929: Paleopotamologický vývoj Svitavy. – *Sborník Stát. geol. úst.*, 8, 257–304.
- SCHÜTZNEROVÁ-HAVELKOVÁ, E., 1958: Mocnost tortonských sedimentů v Lažaneckém údolí v Moravském krasu. – *Čs. Kras*, 1, 180–182.
- SMOLÍKOVÁ, L., KADLEC, J., 1993: Interglaciál v Holštejnském údolí v Moravském krasu. – *Věst. Čes. geol. úst.*, 68, 4, 63–64.
- ŠTELCL, O., 1964: Geomorfologické poměry jihozápadní části Drahanské vrchoviny. – *Sbor. Čs. spol. zem.*, 69, 21–45.
- VÍT, J., 1995: Jílové minerály fluvialních sedimentů v severní části Moravského krasu. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994*, 9–10.
- VÍT, J., 1996: Fluvialní sedimenty severní části Moravského krasu. – *MS, disertační práce, Přírod. fak., Masarykova univerzita*, 1–110.
- VÍT, J., 1998: Terciérní údolí v okolí Šebrova a Svaté Kateřiny. – *Acta Mus. Morav., Sci.geol.*, 53, 109–113.
- ZEMAN, A., 1968: Stratigrafie holocénu ve východní části Vyškovského úvalu. – *Věstník úst. Úst. geol.*, 63, 2, 89–93.

