

GEOLOGIE A SPELEOLOGIE

Nové poznatky o hydrogeologii Českého krasu New findings on hydrogeology of the Bohemian Karst

Jiří Bruthans¹, Ondřej Zeman¹

0. Abstract

Extensive hydrogeological research of the Bohemian Karst was carried out in 1995 to 1999. One regional, mostly confined aquifer occurs within the area; mostly pure limestones of Lochkov and Praha Formations represent it. The aquifer permeability decreases due to changes in limestone facies from NW to SE. Regional groundwater flow is predominantly parallel with the main axes within the synclinalorium of Prague Basin. The results of research support the idea that groundwater flow can reach the depth up to 600 m. Less permeable limestones and shales, underlying and overlying the regional aquifer, represent aquitards. Groundwater flow is there limited only to shallow weathered and fissured zones. Regional aquifer storativity is about 3-7 %. Therefore, the hydraulic diffusivity is high enough to cause responses in piezometric surface within the whole regional aquifer in a few days. On the contrary, the period between a precipitation event and a groundwater level change can last up to one month within the unsaturated zone.

1. Úvod

Předložená práce shrnuje výsledky diplomových prací Zemana (1999) a Bruthanse (1999) o hydrogeologii Českého krasu. Takto je označováno území souvislého výskytu silurských a devonských hornin mezi Prahou a Berounem v jádře pražské pánve (obr. 2). V letech 1995-1999 zde autoři zde prováděli hydrogeologický a speleologický výzkum. Výsledkem bylo získání množství nových hydrogeologických dat, ale také dalších informací o charakteru krasových jevů a o klimatu v jeskyních a štolách (Bruthans 1999). Detailní dokumentace naměřených hodnot teploty a vydatnosti pramenů je v uvedených pracích, včetně databáze v elektronické podobě. Předložená práce proto obsahuje pouze stručný přehled nejdůležitějších výsledků a jejich diskusi.

Hydrogeologický průzkum siluru a devonu nedosahoval v minulosti zdaleka intenzity geologického a ložiskového průzkumu této oblasti. První významnější práci je studie Klínera (in Ovčarov a kol. 1972), který se zabýval hydrogeologií koněpruské synklinály a okolí. Regionální pohled na hydrogeologii území přináší práce Skořepy a Věšlové (1973) a zejména zpráva Věšlové a kol. (1980). Věšlová a kol. (1980) stanovila přírodní zdroje a zásoby podzemních vod v kategorii C₂. Na území Prahy byla hydrogeologická data zpracována ve vysvětlivkách k inženýrskogeologickým mapám Prahy v měřítku 1 : 5 000 (Kleček a Pařízková 1970, ad.). Části území byly zpracovány v diplomových pracích (např. Tvrdíková 1986). Mnoho velmi zajímavých hydrogeologických poznatků a informací je rozptýleno v množství ložiskových zpráv. Na území Prahy poskytují cenné údaje závěrečné zprávy inženýrského průzkumu pro zakládání staveb, především zprávy týkající se jihozápadního města. V poslední době se intenzivněji hydrogeologii Českého krasu zabývala Kadlecová a Žák (1998), Žák a kol. (v tisku). Z režimu vydatnosti pramenů usuzují tyto autoři na převažující vliv krasově rozšířené drobné puklinové porózy, tektonických linií a horninových rozhraní na proudění podzemních vod. Nepředpokládají přítomnost velkých otevřených krasových kanálů. Významný je seznam pramenů na území Českého krasu, publikovaný Kadlecovou a Žákem (1998). Číslo pramenů použito dále v textu jsou převzata z tohoto seznamu, případně jsou jeho rozšířením. Zjednodušenou litologickou a hydrogeologickou charakteristiku jednotlivých souvrství znázorňuje obrázek 1.

2. Metodika

Pro práci byla použita archivní data z Geofondu, České speleologické společnosti (ČSS), z knihovny Přírodovědecké fakulty UK Praha, Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) a Českého geologického ústavu (ČGÚ).

Byl proveden detailní terénní průzkum zájmového území. Pomocí termometrie, provedené na všech levobřežních přítocích Berounky a na Suchomastském potoce, byly lokalizovány skryté přírny podzemní vody do povrchových toků a zjištěna jejich vydatnost. Proběhlo měření teploty, vydatnosti a konduktivity pramenů, povrchových toků, podzemních jezer a skapových vod. Byla sledována míra a charakter zkrasování ve vztahu k jednotlivým horninovým typům.

Pro měření průtoků potoků byla použita chemická integrační metoda. Blíže tuto metodu popisuje Ouhrabka (1992) a Zeman (1999). Podstatou metody je jednorázové injektování určitého množství stopovací látky (rozpuštěný NaCl) do toku a následné sledování změn konduktivity v měrném profilu. Při měření vydatnosti skrytých pramenů do toku bylo využito tepelného ovlivnění, které tyto přírny v toku způsobují (Bruthans 1999).

Výtokové čáry, čáry překročení a další parametry na dlouhodobě sledovaných pramenech zpracoval Zeman (1999). Použil metod Kullmana (1990), který se podrobně zabýval analýzou výtokových čar krasových pramenů na Slovensku s cílem určit podíl laminárního proudění (subrežimy s exponenciálními členy a_1 až a_n) nebo turbulentního proudění (subrežimy s lineárními členy b) na celkovém od-toku.

Jako poměrně objektivní ukazatel náchylnosti hornin ke krasování byla vybrána délka jeskynních chodeb v jednotlivých vápencích (obr. 1). Podklady získali autoři v archivu ČSS a ve vydaných pracích, převážně ve sborníku Český kras.

3. Hydrogeologická funkce hornin

Vymezení hydrogeologických těles

Předchozí autoři dělili horninové prostředí většinou na dvě jednotky s odlišnou hydrogeologickou funkcí: břidlice a vápence (srov. Kleček a Pařízková 1970; Věšlová 1980). Tvrdíková (1986) rozdělila prostředí detailněji podle náchylnosti ke krasování při detailním pohledu se však kolektory prakticky kryjí s vápenci a izolátory s břidlicemi.

Na obrázku 1 je znázorněna zjednodušená litologie a hydrogeologická funkce hornin silurského a devonského stáří v oblasti Českého krasu, s výjimkou koněpruské synklinály s odlišným litologickým vývojem vápenců. V koněpruské synklinále zasahuje hlavní kolektor až do chotečského souvrství. V připojené tabulce jsou uvedena hlediska použitá pro vymezení kolektorů a izolátorů (vydatnost pramenů a zaklesnutí hladin), pomocné hledisko (míra zkrasování) a pro srovnání i parametry zjištěné z čerpacích zkoušek (průměr±směrodatná odchylka indexu transmisivity). Reprezentativnost údajů indexu transmisivity dokumentuje kapitola 3. Autoři vymezují v Českém krasu tři hlavní hydrogeologická tělesa: hlavní kolektor s izolátory v jeho podloží a nadloží. Pro odvození hydrogeologické funkce byla použita zejména tři hlediska (obr. 1):

- 1) Průměrné a maximální hodnoty průměrných ročních vydatností pramenů z jednotlivých souvrství. Prameny s průměrnou vydatností nad 2 l.s⁻¹ se vyskytují téměř výhradně v horninách hlavní-

¹⁾ Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a geofyziky, Universita Karlova, Přírodovědecká Fakulta, Albertov 6, 128 43 Praha 2, e-mail: jiri_brutans@hotmail.com, zeman@natur.cuni.cz
Práce vznikla za podpory firmy Českomoravský cement a.s.
Čes. kras (Beroun), 26 (2000), 41-49, 4 obr., 2 tab.
ISSN 1211-1643
ISBN 80-902098-4-X

ho kolektoru. Výjimky tvoří prameny vyvěrající ve vzdálenosti maximálně prvních set metrů od hlavního kolektoru na příčných zlomech, původem se jedná o vody z hlavního kolektoru - pramen č. 99 u Nesvačil, pramen č. 67 v lomu Jezírko v Prokopském údolí. Průměrná vydatnost pramenů odpovídá ploše povodí a ukazuje na míru propojenosti propustných puklinových systémů do větších celků. Přitom vycházíme ze specifického odtoku podzemní vody z vápenců ($2,8 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) a z břidlic ($1,4 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$; Včíslová a kol. 1980) Velikost povodí pramenů z izolátorů pak odhadujeme do $1,5 \text{ km}^2$ (průměrná vydatnost pramenů do 2 l.s^{-1}), většinou jsou však mnohem menší. Naproti tomu v hlavním kolektoru jsou typické prameny s povodím prvních km^2 a dvojice pramenů ve Svatém Janu pod Skalou (pr. 10, 11) má povodí $10-12 \text{ km}^2$.

- 2) *Maximální zaklesnutí hladiny podzemní vody pod terénem v jednotlivých souvrstvích.* V horninách hlavního kolektoru je regionální hladina hluboce zapadlá pod povrchem. Naopak v izolátorech i v těsném sousedství hlavního kolektoru je hladina jen nehluboko pod terénem a tedy vysoko nad hladinou v hlavním kolektoru. Z malého hydraulického gradientu hladiny v hlavním kolektoru plyne poměrně velká propustnost tohoto prostředí oproti propustnosti izolátorů ve stejné hloubce.
- 3) *Horniny hlavního kolektoru také vykazují výrazné zkrasovění oproti horninám izolátorů.* Je v nich vyvinuto celkem 95 % délky jeskynních chodeb (obr. 1).

Na základě uvedeného přístupu byla vymezena následující hydroge-

ologická tělesa: podložní izolátor, hlavní kolektor, nadložní izolátor a stropní dokonatý izolátor (obr. 1).

Podložní izolátor

Podložní izolátor je tvořen horninami siluru a jeho podloží. Infiltrační oblast jednotlivých propojených puklinových systémů nepřesahuje $1,5 \text{ km}^2$ (zjištěno z vydatností pramenů a z velikosti specifického odtoku), často však bývá výrazně menší. V oblasti Šanova kouta jsou horniny liteňského souvrství (facie Kozla) silně zkrasovělé; jejich kolektorskou funkci proto nelze vyloučit (obr. 1).

Hlavní kolektor

Hlavní kolektor tvoří horniny pražského a lochkovského souvrství. V některých oblastech zasahuje hlavní kolektor i do nadložního zlíčovského a zřejmě také do podložního přídolského souvrství, jak je zřejmé z existence velkých pramenů v těchto horninách (pr. 46A u Chýnce). V koněpruské synklinále s odlišným litologickým vývojem zasahuje hlavní kolektor i do suchomastských a akantopygových vápenců. Mocnost hlavního kolektoru většinou dosahuje $120-300 \text{ m}$ (z toho horniny lochkovského a pražského souvrství dosahují mocnosti $120-200 \text{ m}$). V hlavním kolektoru jsou propustné zóny s drenážním účinkem propojené na značné vzdálenosti. Infiltrační oblast těchto systémů je většinou několik km^2 .

Hlavní kolektor je vyvinut v prostředí s krasově puklinovou porózitou. Jedná se proto o extrémně nehomogenní a anizotropní prostředí. Nehomogenita propustnosti se projevuje v různých měřících.

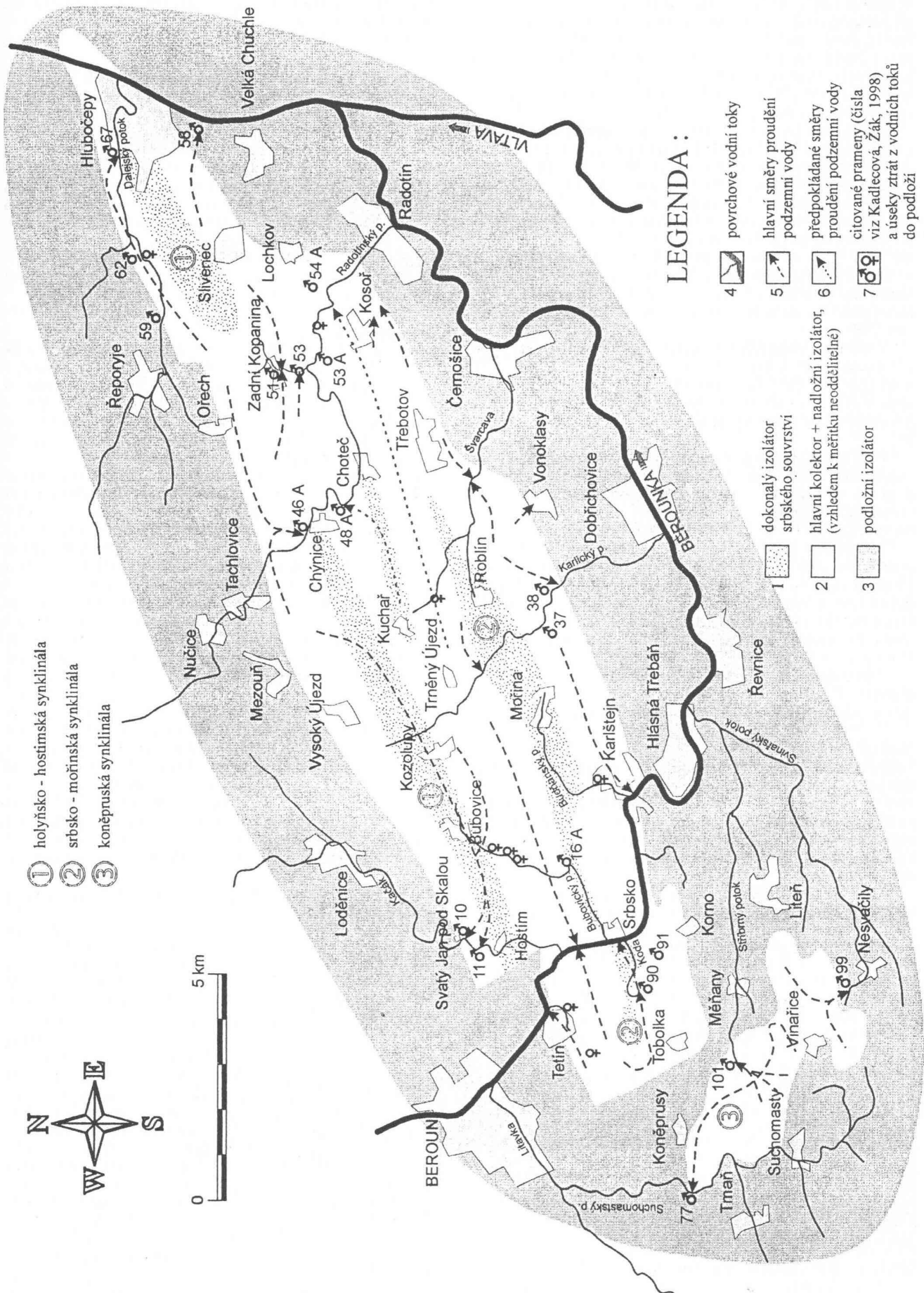
	Souvrství	Litologie	Hydrogeologická funkce	Propustnost v závislosti na hloubce (m p.t.)	Suma délky jeskynních chodeb (%)	Průměrná vydatnost pramenů (l.s^{-1})	Maximální zaklesnutí hladiny (m p.t.)	Index transmisivity Y			
								3	4	5	6
DEVON	srbské		DOKONALÝ ISOLÁTOR SRBSKÉHO SOUVRSTVÍ	100	0,0	0,0X	20	vrty 4,5 studny 5,2			
	chotečské		LOKÁLNÍ KOLEKTOR ?	10	0,2	0,3 max. 0,7	15	4,7 vrty			
	dalejsko - třebotovské		NADLOŽNÍ ISOLÁTOR	1	0,0						
	zlíchovské				3,0	2,0 max. 10,0		vrty zóna drenáže 5,2			
	pražské		HLAVNÍ KOLEKTOR		91,0	4,0 max. 20,0	>100	vrty zóna infiltrace 3,5			
	lochkovské										
SILUR	přídolské				0,6						
	kopaninské		PODLOŽNÍ ISOLÁTOR		0,1						
	liteňské		LOKÁLNÍ KOLEKTOR ? FACIE KOZLA		5,0	0,2 max. 2,0	25	břidlice 5,2 diabasy 5,0			



Obrázek 1 Zjednodušená litologie a hydrogeologická funkce hornin silurského a devonského stáří v oblasti Českého krasu, s výjimkou koněpruské synklinály. V připojené tabulce jsou uvedena hlediska použitá pro vymezení kolektorů a izolátorů (vydatnost pramenů a zaklesnutí hladin), pomocné hledisko (míra zkrasovění) a pro srovnání i parametry zjištěné z čerpacích zkoušek (průměr ± směrodatná odchylka indexu transmisivity).

Figure 1 Simplified lithology and hydrogeological function of Silurian and Devonian rocks in the Bohemian Karst, except of the Koněprusy Syncline. Attached table summarizes aspects used for the determination of aquifer and aquitard (spring yield, maximum thickness of unsaturated zone, rate of karstification) and for a comparison also parameters calculated from pumping tests (average ± standard deviation of the transmissivity index).

Explanations 1-4 Lithology (1-limestones, brick size depends indirectly on a content of insolubles; 2-shales and volcanic tuffs; 3-sandstones; 4-diabase); 5-8 Permeability value of rocks and weathering zone (5-high; 6-medium; 7-low; 8-very low)



Obrázek 2 Směry proudění v hlavním kolektoru

Figure 2 Flow directions in the main aquifer

Explanations ① Holýňsko-Hostim Syncline; ② Srbsko-Moravská Syncline; ③ Koněprusy Syncline; 1-aquiclude of the Srbsko Fm.; 2-main aquifer + overlying aquitard; 3-underlying aquitard; 4-surface water streams; 5-main direction of underground water flow; 6-supposed directions of underground water flow; 7-listed springs (numbers according to Kadlecová and Žák 1996) and losses of water from surface streams to bedrock

V měřítku stovek metrů až kilometrů se projevují méně propustné pruhy vápenců, dokumentované drobnými prameny vysoko nad erozní bází (zejména j. pruh hlavního kolektoru mezi Mořinkou a Radotínem a střední pruh mezi Lochkovem a Bráníkem). I v hlavním kolektoru se tak vyskytují rozlehlá méně propustná tělesa. Naopak v s. pruhu se nacházejí nejvydatnější prameny (pr. 10, 11, 46A a 67) a proudění zde probíhá na značné vzdálenosti (obr. 2).

Je proto pravděpodobné, že **propustnost hlavního kolektoru generálně klesá od SZ k JV, příčně na směr osy pražské pánve**. Propustnost hlavního kolektoru zde zřejmě odráží faciální změny lochkovského a pražského souvrství. Lochkovské souvrství přechází od SZ k JV z převládající facie kotýských vápenců do facie radotínských vápenců. Pražské souvrství přechází ve stejném směru z vývoje s biodetritickými faciemi do vývoje bez nich (Chlupáč a kol. 1992, obr. 53 a 57). Propustnost zřejmě není přímo funkcí litologie, ale odráží **míru zkrasovění vápenců** (teprve zkrasovění je závislé na vlastní litologii hornin). Pruhy vápenců s nízkou propustností nevyskytují prakticky žádné zkrasovění (průzkum opuštěných lomů, archiv ČSS).

V měřítku nižšího řádu se kolektor skládá z různých propustných zón a nepropustných bloků. Prostorová hustota propustných cest je nízká (kap. 4). Vyznívání propustných zón a jejich malou hustotu ukazuje existence mohutných pramenů s vyšší průměrnou teplotou položených vysoko nad dny údolí (pr. 90 Koda, pr. 58 Malá Chuchle).

Velká anizotropie propustnosti je zřejmá z velikosti hydraulického gradientu. Často se nacházejí zavěšené zvodně (hydraulický gradient = 1), zároveň je ale v blízkém vrtu hladina, odrážející regionální proudění v propustné zóně, hluboce zakleslá a hydraulický gradient zde může být i nižší než 0,02 (kap. 4).

V hloubkách do 100 m se jeví propustnější vždy projevy příčných tektonických linií, než linie podélná (rozevřené příčné poruchy v lomech, např. na Velké Americe; Krásný 1995, hydrogeologicky aktivní jeskyně – Arnoldka, Čefinka, Únorová propast, Amerika I). Data o hlubších partiích však chybějí. Přitom u umístění pramenů je zřejmé, že proudění se naopak odehrává především ve směru podélném s osami synklinál.

Nerozpukané bloky jsou prakticky nepropustné a mohou se nacházet i v oblastech drenáže (vrt SDB 11 v nivě Berounky měl specifickou vydatnost $4.6 \times 10^{-5} \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$; Včíslová a kol. 1980).

Nadložní izolátor

Nadložní izolátor je tvořen **třebotovskými a chotečskými vápenci, dalejskými břidlicemi a srbským souvrstvím**. V mnoha oblastech zasahuje nadložní izolátor i do zlíchovského souvrství. Nízkou propustnost zlíchovského souvrství dokumentuje existence množství malých pramenů, vysoko nad dny údolí (např. v oblasti Bubovického potoka, Švarcavy atd.) Mocnost nadložního izolátoru se pohybuje od 0 do 200 metrů.

Propustné zóny v uvedených vápencích většinou zasahují do hloubek několika desítek m p.t. Hlouběji je prostředí již málo propustné,

jak je zřejmé z pozice pramenů (Bruthans 1999). Vyskytují se izolované puklinové systémy, drénované prameny často vysoko ve svazích. Infiltrační oblast těchto systémů nepřesahuje 1 km², většinou je ještě menší.

V chotečských vápencích může proudění ojediněle zasahovat i do větších hloubek (existence pramene s průměrnou teplotou mírně převyšující teplotu země na povrchu). V okolí Srbska jsou chotečské vápence silně zkrasovělé, jejich lokální kolektorské schopnosti zde tedy nelze vyloučit. Z terénních pozorování nicméně vykazují chotečské vápence i v této oblasti nízkou propustnost (Bruthans 1999).

Odlišný hydrogeologický charakter má nejvyšší část nadložního izolátoru, tvořená srbským souvrstvím o mocnosti až do 300 m. Na rozdíl od většiny ostatních těles plní funkci dokonalého izolátoru. Hladina podzemní vody v hloubce do několika metrů prakticky kopíruje povrch a voda netvoří soustředěné vývěry. Propustnost většinou výrazně klesá již v hloubce několika metrů, níže je prostředí téměř nepropustné, jak je zřejmé z čerpacích zkoušek.

Hydraulické parametry hornin

Hydraulickými parametry (koeficient hydraulické vodivosti k , koeficient transmisivity T , index transmisivity Y a index propustnosti Z) v jednotlivých horninách i jejich zvětralínách a v kvartérním pokryvu se detailně zabývala Včíslová (1980). Z indexu transmisivity Y a zejména z indexu propustnosti Z plyne, že izolátory by měly být více propustné než hlavní kolektor (tab. 1). Tento zdánlivý paradox má několik jednoduchých příčin:

- 1) V izolátorech jsou rozdíly mnoha řádů mezi propustností zvětralínové zóny a zóny připovrchového rozvětrání puklin a hlubší nevětranou zónou. Hranice obou zón je v hloubce do několika desítek metrů. Vrtý a studny, na kterých byly provedeny čerpací zkoušky jsou přitom situovány do zóny zvětralín a rozvolnění puklin. Výsledné parametry propustnosti proto odpovídají této zóně, nikoliv propustnosti vlastní nevětrale horniny.
- 2) Zkrasověné vápence hlavního kolektoru jsou oproti tomu relativně dobře propustné i ve značných hloubkách, i když pouze v prostorově omezených puklinových a zkrasověných zónách. Vrtý zde procházejí jen nepatrnou část kolektoru a při jejich nízkém počtu nemusí narazit na velmi propustné zóny v hlavním kolektoru.
- 3) Vrtý v hlavním kolektoru v zóně infiltrace zastihují často zavěšené zvodně, které odrážejí nižší převládající propustnost (na propustnějších tektonických liniích je hladina hluboce zapadlá).

Z výše uvedeného je zřejmé, že rozdělování hornin s krasovou či puklinovou porózitou na kolektory i izolátory pouze podle hydraulických parametrů zjištěných čerpacími zkouškami, bez přihlídnutí k dalším poznatkům a regionálně-hydrogeologickému charakteru těles může být velmi problematické, takže hydrogeologická funkce hornin může být stanovena v rozporu s přírodní skutečností (obr. 1).

Výpočet transmisivity a storativity hlavního kolektoru v regionálním měřítku

Velikost propustnosti získaná z vrtů odpovídá jen určitému okolí vrtu, vrtý přitom nemusí zachytit silně propustné zóny. V povodí pramene Svatý Jan pod Skalou (pr. 10) a v oblasti koněpruské synklinály se podařilo získat dostatek údajů pro orientační výpočet propustnosti **hlavního kolektoru** v regionálním měřítku, ze známé velikosti hydraulického gradientu, velikosti průtoku podzemní vody strukturou a přibližné mocnosti a šířky kolektoru. Detaily výpočtu uvádí Bruthans (1999). Výsledný koeficient hydraulické vodivosti (k) se v obou případech pohybuje v řádu 10^{-6} m.s^{-1} , transmisivita v řádu $10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Je zřejmé, že **hlavní kolektor** není v průměru příliš propustným prostředím.

To ukazuje na paradoxní skutečnost: **zóna zvětralín na po-**

	Hlavní kolektor - zóna drenáže (lochkov, prag, zlíchov)	Hlavní kolektor-zóna infiltrace (lochkov, prag, zlíchov)	Srbské souvrství - vrtý a studny (první snížení)	Srbské souvrství - vrtý a studny (poslední snížení)	Srbské souvrství - studny (první snížení)	Srbské souvrství - vrtý (první snížení)	Vápence chotečské a trebotovské	Silur diabazy	Silur břidlice a vápence	Ordovik vrtý	Ordovik studny
Směr. odch. Y	0,5	0,9	0,6	0,7	0,3	0,4	0,5	0,5	0,8	0,6	0,5
Median Y	5,1	3,6	4,7	4,5	5,3	4,4	4,7	5,2	5,2	4,8	5,0
Průměr Y	5,2	3,5	4,8	4,5	5,2	4,4	4,7	5,0	5,2	4,6	5,0
počet objektů	9	10	9	9	4	5	2	6	6	9	8
Směr. odch. Z	0,8	1,2	0,8	0,9	0,6	0,6	0,5	0,5	0,9	0,7	0,5
Median Z	3,9	1,6	3,5	3,3	4,7	3,1	3,1	4,5	4,6	4,2	4,3
Průměr Z	4,1	1,7	3,7	3,5	4,3	3,3	3,1	4,3	4,6	3,9	4,2
počet objektů	9	10	8	8	3	5	2	6	6	9	8

Tabulka 1 Statistické parametry indexu transmisivity (Y) a indexu propustnosti (Z) v různých horninách v oblasti Českého krasu

Table 1 Statistical parameters of the transmissivity index (Y) and permeability index (Z) in different rocks of the Bohemian Karst

Vysvětlivky: data byla převzata ze Včíslové a kol. (1980) a dalších autorů. Pro srbské souvrství byly výpočty provedeny pro tutéž čerpací zkoušku dvakrát, pro první, respektive poslední snížení hladiny při stupňovité čerpací zkoušce.

vrchu izolátorů má výrazně vyšší propustnost (k v řádu 10^{-5} a 10^{-4} není výjimkou) než hlavní kolektor, protože je však zóna zvětralín a rozvětrání puklin pouze mělká a její báze leží proto většinou vysoko nad hladinou v hlavním kolektoru, **dochází k odtoku vod do hlavního kolektoru** (mnohem propustnějšího než izolátory ve větší hloubce).

Velikost storativity nebyla dosud v zájmovém území zjišťována. Pokusili jsme se o její odhad metodou Atkinsona (1976), který využil k výpočtu storativity v krasu v Mendipu (Anglie) údajů o kolísání hladiny podzemního jezera a měřené vydatnosti pramene s tímto jezerem souvisícím. Objem kolektoru byl vypočten za předpokladu, že kolísání hladin je v celém povodí shodné jako v jezeře (plocha povodí $\times$ pokles hladiny). Objem vody odtéká ze struktury byl získán integrací výtokové křivky pramene (za stejné období jako pokles hladiny v jezeře). Podílem obou objemů byly získány hodnoty storativity. V povodí Svatého Jana pod Skalou (pr. 10) se nachází jeskyně Arnoldka s hladinou podzemní vody, jejíž kolísání má velmi vysokou korelaci (r_{xy} 0,97) s průběhem vydatnosti pramene (kap. 5). Plocha povodí Svatého Jana pod Skalou byla odhadnuta z velikosti specifického podzemního odtoku. Výpočet se týká pouze storativity v území s volnou hladinou, neboť v místech, kde je hlavní kolektor zakryt izolátorem nedochází k infiltraci a tak nejsou tato území zahrnuta do výpočtu. Výpočty byly provedeny pro tři různá období. Výsledná storativita vychází v rozmezí 1-3 %. Byly též provedeny výpočty storativity za předpokladu, že hladina není konstantní, nýbrž stoupá od pramene se stejným sklonem jako je momentální gradient mezi hladinou v Arnoldce a pramenem ve Svatém Janu pod Skalou. Za takových podmínek vychází storativita vyšší (2-7 %). Objem vody v saturované části kolektoru v povodí Sv. Jana by při vypočtené storativitě činil 10^6 - 10^7 m³. To souhlasí s hodnotami získanými z hydrogeologického modelu (¹⁸O) pro Svatý Jan pod Skalou (Žák a kol., v tisku). Vzhledem k tomu, že zřejmě téměř polovina oblasti, kde probíhá proudění je zakryta stropním izolátorem (proudění v napjatém režimu), bude výsledná průměrná storativita ještě nižší než jsou vypočtené hodnoty.

Pro výpočet storativity v koněpruské synklinále byl vybrán vrt 305 v povodí Měňanské vyvěračky (pr. 101), protože jeho hladina do značné míry koreluje s průběhem vydatnosti vyvěračky (r_{xy} 0,94; období let 1969 až 1972 - data z Ovčarova a kol. 1972 a z ČHMÚ). Protože v povodí Měňanské vyvěračky se nachází mnoho dalších vrtů s podobným průběhem hladin podzemní vody, je určení storativity spolehlivější než v povodí Svatého Jana pod Skalou (pr. 10). Storativita byla vypočtena pro dvě různá období a dosahuje 4-5 %.

4. Proudění podzemní vody

Popis charakteru a směru proudění není v archivních zprávách běžný; autoři se často omezují na dosti obecné formulace (srov. Věšlová a kol. 1980). Krásný (1995) uvažuje podle analogie s jinými oblastmi o proudění v podélném směru s osami synklinál. Kadlecová a Žák (1998) dokumentují ve vápencích holiňsko-hostimské synklinály proudění v podélném směru na příkladu pramene ve Svatém Janu pod Skalou.

Dokonalý izolátor srbského souvrství

Proudění zde probíhá v zvětralínách a v zóně rozvolnění puklin do několika metrů, hladina se vyskytuje často i jediný metr pod terénem. Proudění je proto konformní s terénem, a je možné ho odhadnout z topografické mapy.

Nadložní a podložní izolátory

Hladina podzemní vody se vyskytuje v hloubkách do několika metrů (v rovinatých oblastech) až v hloubkách prvních desítek metrů (na svazích). Proudění je vázáno na zóny připovrchového rozvolnění puklin i na **příčné tektonické linie** a může zřejmě dosahovat do hloubek až několika desítek metrů. Proudění **nemusí být konformní s terénem** v místech, kde tyto horniny sousedí s hlavním kolektorem (hladina bývá v hlavním kolektoru hluboce zapadlá, a hydraulické gradienty v jeho blízkosti se proto blíží jedné).

Hlavní kolektor

V hlavním kolektoru probíhá proudění ve směru podélném s osami synklinál na vzdálenosti až 8 km (povodí Svatého Jana pod Skalou, pr. 10). Geometrie této podélné porózy a její charakter není znám. Proudění v podélném směru (SV-JZ) zřejmě využívá extenzní pukliny vznikající ohybem tělesa vápenců při vrásnění, snad rozšíře-

né krasověním. Tyto jsou popisovány jako propustné zóny v spodních částech karbonátových synklinál mnoha autory (Kullman 1990).

V hlavním kolektoru se nacházejí také dobře propustné příčné zlomy (radiální tektonické linie směru SZ-JV a mladší S-J). Tyto zlomy slouží i k sestupnému a výstupnému proudění vody, takže se na nich vyskytují i větší prameny. Propustné zóny mohou v ojedinělých případech zasahovat až do izolátorů, pouze však do vzdálenosti desítek, maximálně prvních stovek metrů od hlavního kolektoru (pr. 67 Jezírko). Šířka izolátoru ohraničujícího hlavní kolektor dosahuje obvykle mnoha set metrů. Proto k odvodnění hlavního kolektoru přes izolátory až na výjimky (pr. 67 a 99) nedochází (Bruthans 1999).

Díky vysoké hydraulické difuzivitě ($D=0,02$ - $0,1$ m².s⁻¹, vypočteno ze storativity a transmisivity) se hydraulická odezva může šířit celým hlavním kolektorem v několika dnech. Maximální stav hladin podzemní vody proto nastává v celém povodí určitého pramene prakticky současně (s ohledem na časový interval měření, který činí obvykle 1 týden) s maximem vydatnosti pramene: maximální vydatnost Měňanské vyvěračky souhlasí s maximy hladin ve vrtech oblasti Velkolomu Čertovy schody (VLČS). Stejně je tomu i mezi hladinou v jeskyni Arnoldka a vydatností ve 2 200 m vzdáleném vývěru ve Svatém Janu pod Skalou (pr. 10).

Proudění probíhá v hloubkách prvních set metrů, v některých synklinálách však zřejmě proudění zasahuje i k bázi hlavního kolektoru, který se zde nachází v hloubkách až 600 m pod povrchem (kap. 6).

Analýzou výtokových čar zjištěné parametry (kap. 6) naznačují na naprostou převahu laminárního proudění, ačkoli krátkodobě turbulentní proudění na některých pramenech je pravděpodobné (pr. 101 Měňany, pr. 10 Svatý Jan pod Skalou).

Český kras **není typickým krasovým prostředím s kanálovými vodiči**. Jedná se o krasově puklinové prostředí, kde se **nespojitě a z velké míry sedimenty vyplněné krasové dutiny chovají hydraulicky spíše jako puklinová pásma**. To má za následek relativně pomalé proudění podzemních vod. Kanálové vodiče se vyskytují pouze podružně (např. mezi Arnikou a Svatým Janem pod Skalou), kde zdánlivá rychlost podzemní vody dosahuje 1,4 cm.s⁻¹ a kde dochází i k transportu sedimentů (Žák a kol., v tisku).

Složitost cest podzemního proudění a odvodnění dokumentuje dvojpramen u Svatého Jana pod Skalou (kap. 5), kde voda ze stejné struktury vystupuje k povrchu ve dvou pramenech od sebe vzdálených 500 m, na různých březích Kačáku (pr. 10 a 11).

V nesaturované zóně probíhá převážně vertikální proudění směrem k hladině podzemní vody. Infiltrující voda cestou doplňuje množství zavěšených zvodní (kap. 7). Po výrazném tání sněhu či srážkách se silný skap v hloubkách desítek metrů pod povrchem objevuje nejpozději během **několika dní** po srážce (jeskyně Arnoldka, Čefinka), proudění přes nesaturovanou zónu je tedy po **výrazných srážkách** či táních velmi rychlé. Po extrémních srážkách se v jeskyních dokonce tvoří splachové toky (Arnoldka na Hlavním tahu okolo 0,1 l.s⁻¹, červen 1995; v mnoha dalších jeskyních na splachové toky ukazuje přítomnost typických splachových sedimentů a korytek). Naopak v období bez výrazných srážek je rychlost postupu hydraulické odezvy přes svrchní část nesaturované zóny velmi nízká a může trvat **několik týdnů** (rychlost sestupu vlastní vody je zřejmě ještě výrazně pomalejší). Jinak nelze vysvětlit fakt, že hladiny zavěšených zvodní např. v areálu VLČS reagují vzestupem na maximum až s 3 týdenním zpožděním po srážce. Rozdíly v rychlosti šíření hydraulické odezvy v závislosti na intenzitě srážky mají zřejmě původ v půdní zóně a nehluboko pod ní: modely i terénní práce (Domenico a Schwartz 1997) ukázaly, že makropóry (cesty s vysokou propustností, např. dutiny po kořenech) jsou využívány pouze při intenzivních srážkách; naopak při srážkách nízké intenzity zůstávají makropóry suché a voda infiltruje pouze málo propustnou okolní matrix.

Většina povrchových toků proudí v příčném nebo kosém směru na směr synklinál a tedy na směr regionálního proudění podzemní vody. **Proto je nesouhlas orografických a hydrogeologických povodí v hlavním kolektoru zcela běžným jevem**.

Častým jevem v hlavním kolektoru je odtok části vod menších toků mimo povodí (Bubovický potok, Švarcava, vody z pramene tetinského vodovodu pod Domášovem). Hladina podzemní vody pod úrovní povrchové vodoteče byla zjištěna na Budňanském potoce u hradu Karlštejn, na Vrutici v oblasti dolomitového dolu (Čujan a kol. 1963), na Radotínském potoce u lomu Hvíždalka (Žert a kol. 1966) i na Dalejském potoce u lomu Opatřilka (I. Chlupáč, úst. sděl.). V oblasti Českého krasu se téměř nevyskytují soustředěné ponory podzemních vod (s výjimkou ponoru v Tetinské rokli a občasných

ponorů v údolí Propadlých vod u Svatého Jana pod Skalou a nad Tetínem). Voda se z toků postupně ztrácí do náplavů, teprve z nich dochází k dotaci vlastního vápencového komplexu.

Problematika hladiny podzemní vody v hlavním kolektoru

Autory článku bylo shromážděno množství dat o hladině podzemní vody v ložiskových vrtech, která **nepotvrzují konformitu hladiny podzemních vod s terénem v horninách hlavního kolektoru** (srov. Kliner in Ověřarova kol. 1972; Včíslová kol. 1980).

Hladina podzemní vody v hlavním kolektoru je většinou hluboce zakleslá, i přes 100 m p.t. Je to možné dokumentovat v okolí lomu Čeřinka (jeskyně Arnoldka, propast na Čeřince), v oblasti Branžov, kde vrty nezastihly stálou hladinu podzemní vody ani v hloubce 128 m p.t. (Krutský kol. 1957), mezi lomem Holý vrch a lomem Hvíždalkou (vrty Ro 12 a Ko 3 - Brunnerová kol. 1986; Macková in Žert kol. 1966), i z jiných míst. Prakticky všude, kde je alespoň několik vrtů, je hladina v některém z nich hluboce zapadlá, do blízkosti úrovně regionálního odvodnění.

Z vrtné prozkoumanosti lze odvodit několik důležitých závěrů:

- 1) V převážné části území je v karbonátech lochkovského a pražského souvrství vyvinuto mnoho plošně omezených úrovní hladiny podzemní vody, jednotlivé úrovně spolu často na větší vzdálenosti vůbec nesouvisí. V oblasti lomu Hvíždalka (Žert kol. 1966) byly hustou sítí vrtů zachyceny hladiny v různých nadmořských výškách. Ani mezi sousedními vrty nelze sledovat souvislou úroveň hladin.

Naproti tomu v koněpruské synklinále je svrchní hladina do určité míry konformní s terénem. I zde se však nacházejí propustné tektonické linie, na niž je hladina hluboce zapadlá pod svrchní konformní hladinu podzemních vod a směřuje k Suchomastskému potoku (vrt V414).

- 2) **Nejnižší** na velké vzdálenosti spojitá hladina (regionální hladina), řídící proudění strukturou. **Na rozdíl od zavěšených zvodní je v hydraulickém kontaktu** s prameny a většinou se blíží hladině v povrchovém toku, který drénuje příslušné povodí. Tato hladina **není** konformní s terénem, v podélném směru v karbonátových pruzích pozvolna stoupá se sklonem 1-3 %. Hydraulický sklon **nejnižší spojitě** hladiny byl zjištěn z úrovní zapadlých hladin ve vrtech a byl průkazně potvrzen též polohou významných pramenů (Bruthans 1999). Nejnižší spojitá hladina tvoří ideálně rovný povrch, nicméně její vertikální rozdíly jsou zanedbatelné v poměru k značnému rozsahu jednotlivých úrovní zavěšených zvodní (i přes 100 m).

- 3) **Nejnižší spojitá hladina** se vyskytuje v nepatrné části vrtů, přitom většinou **není** pravda, že vrty s vyšší úrovní hladiny podzemní vody jsou mělké a naopak. Korelace mezi hloubkou vrtu a zaklesnutím hladiny je neztřejitelná v koněpruské oblasti ($r_{xy} = -0,15$) i v lomu Hvíždalka ($r_{xy} = 0,29$). Např. v oblasti koněpruské synklinály má množství vrtů (s mělkou hladinou) hloubku i přes 200 m. Proto nelze vysvětlovat mělkou hladinu ve vrtu sestupným prouděním vod v saturované zóně. Vysvětlení je možné tím, že propustné cesty podmiňující zaklesnutí hladiny vody **zabírají pouze zlomek prostoru struktury** a většina vrtů se do nich proto „netrefí“. **Nelze proto předpokládat souvislou (tj. v každém bodě se vyskytující) nejnižší hladinu podzemních vod.** Většinu prostoru hlavního kolektoru zaujímají zvodně zavěšené na nepropustných blocích v různé výši nad **nejnižší spojitou** (regionální) hladinou podzemní vody. Navíc se nad těmito zavěšenými zvodněmi mohou vyskytovat další zavěšené zvodně (na zajiřilovaných dislokacích, v jeskyních atd.) Zavěšených zvodní může být několik nad sebou (3 hladiny byly postupně naraženy ve vrtu V 023 - Žert kol. 1966). Zavěšené zvodně jsou velmi časté jak je zřejmé z vrtů, návrtů pro odstřely v lomech, i speleologických průzkumů. Jejich prostorový rozsah je však velmi omezený.

Data o piezometrickém napětí naražených hladin prakticky chybí, jediná data ze zóny infiltrace jsou ze tří vrtů z lomu Řeporyje (Schmidt kol. 1966). Rozdíly mezi naraženou a ustálenou hladinou zde činí 1, 3 a 16 m.

Hladiny v horninách hlavního kolektoru během roku kolísají (ve větší vzdálenosti od vodotečí) s amplitudou až prvních desítek metrů. Nejvyšší kolísání, 40 m, bylo zjištěno ve vrtu V 023, lom Hvíždalka (Žert kol. 1966). Kolísání hladin okolo 20 m je běžné (Čeřinka, většina vrtů na Hvíždálce). Průběh hladin ve vrtech určité oblasti je podobný (Hvíždalka), či dokonce prakticky shodný (VLČS, koeficient korelace mezi kolísáním jednotlivých hladin ve vrtech dosa-

huje až 0,98). Jinde mají i blízké jeskyně velmi odlišné kolísání hladin (viz Čeřinka-Arnoldka; Bruthans 1999).

Hladiny mívají relativně pravidelný roční chod. Nejnižších úrovní dosahují hladiny na podzim a v zimě, nejvyšších pak ke konci jara a v létě (Arnoldka, Čeřinka, Koněprusy).

Změny proudění v čase

V srážkově bohatých obdobích dochází k zvyšování hladin podzemních vod a k vytváření krátkodobých nepropustných ploch v důsledku nasycení méně propustných hornin vodou. Tyto jevy se podařilo dokumentovat v povodí Bubovického potoka, kde probíhalo především v letech 1995-1997 velmi detailní měření průtoků na více než 15 profilech. Chování potoka zvláště v období po extrémních srážkách v červnu 1995 a objevení se nových pramenů ukázalo, že místa která jsou za normální situace ztrátová a kde dochází k odtokům mimo povodí, naopak za takové situace vykazovala přítoky vod. Špatně propustné zlíhovské vápence nestačily propouštět vodu mimo povodí potoka, naopak se v nich tvořily prameny. Nejednalo se však o hypodermický odtok, protože k tomuto jevu docházelo po období mnoha týdnů. Pod Kubrichtovou boudou se objevil pramen (16A) s vyšší stálou teplotou, tedy s vodou prokazatelně hlubšího proudění, přitom v místech, kde z několikaleté bilance nedochází k výraznému přítoku vod (studánka pod Kubrichtovou boudou je vývěrem vcezených vod Bubovického potoka z náplavů). To ukazuje na jev, kdy za normálních okolností proudí voda hlavním kolektorem pod Bubovickým potokem do Berounky, za vyšších vodních stavů je však část vod nucena odtékat do Bubovického potoka (tedy výrazné proměny proudění v čase).

Na Bubovickém potoce byla navíc dokumentována i výrazná proměnlivost úbytků průtoků na ztrátových úsecích během roku. Tento jev zřejmě souvisí s mírou nasycení náplavů. Nejvyšší ztráty se objevovaly na jaře, po období kdy byly ztráty vyloučeny zamrznutím půdy, příp. vyschnutím potoka.

Za srážkově bohatých období se hydrogeologická povodí rozšiřují ve prospěch výše položených toků, takže tyto toky získávají významné přítoky podzemních vod. V suchých obdobích se naopak posunují rozvodnice směrem od níže položených míst odvodnění, takže výše položené toky jsou ochuzovány o přítoky podzemních vod, případně se mohou dokonce stát influentní.

Velikost podzemního specifického odtoku (z jednotlivých hornin)

Věrohodnost hodnot specifických odtoků podzemní vody (vápence 2,8 l.s⁻¹.km⁻², břidlice 1,4 l.s⁻¹.km⁻²) stanovených Včíslovou kol. (1980) pro oblast Českého krasu potvrzuje i bilance podzemního odtoku jednotlivých povodí (Bruthans 1999). Nejnižší odtok je zřejmě ze srbských břidlic, okolo 1 l.s⁻¹.km⁻², jak ukazují velmi nízké odtoky z povodí tvořených těmito horninami (údolí nad Hostimí, Bubovický potok).

Na základě přijatých hodnot podzemního odtoku a odhadnutého rozsahu příslušných povodí (Bruthans 1999; Zeman 1999) lze odhadnout, že z hlavního kolektoru odtéká skrytě do Berounky 60-70 l.s⁻¹ a do Vltavy 5-10 l.s⁻¹.

Při dlouhodobém průměru srážek v zájmové oblasti okolo 500 mm činí podíl podzemního specifického odtoku na srážkách (koeficient podzemního odtoku) z vápenců okolo 17 % a z břidlic pak pouze 8 %.

5. Příklady regionálně hydrogeologických poměrů

Proudění v hlavním kolektoru v oblasti Českého krasu znázorňuje obr. 2. Pro vytyčení směrů proudění bylo v jednotlivých oblastech k dispozici různé množství dat, proto je stanovení hlavních směrů proudění v jednotlivých oblastech různě spolehlivé. Detailně jsou jednotlivé směry proudění, metodika i pochybnosti diskutovány v diplomových pracích autorů. Pro vytyčení směrů proudění bylo využito znalostí o nejnižších úrovních hladin podzemních vod ve vrtech, v mnoha případech však pouze znalosti hydrogeologické funkce hornin a detailní znalosti o lokalizaci a vydatnosti téměř všech pramenů a významnějších skrytých příronů.

Protože směry proudění nebyly získány ze stopovacích experimentů (jedině stopovací experiment může dokázat směr proudění s jistotou), nelze je považovat za zcela průkazné (zejména pro pohyb kontaminace je nutné uvažovat více možných variant z dosud neznámými preferenčními cestami proudění).

Vyznačené směry proudění jsou silně zjednodušeným obrazem reálného, velmi komplikovaného proudového pole, které je ve skutečnosti trojrozměrné a v čase proměnlivé. Pro ilustraci složitosti prou-

dění podzemní vody je dále uváděna hydrogeologická charakteristika čtyř vybraných území (povodí):

Koněpruská synklinála

V oblasti VLČS, kde je hustá vrtná prozkoumanost hlavního kolektoru (Ovčarov a kol. 1972) se zastiženou hladinou podzemní vody (10-20 vrtů na km²) byly zjištěny v ploše zřídka se vyskytující zóny s vyšší propustností (a tedy prakticky nezastižitelné vrty - zastihl je jediný ze 30 vrtů - vrt V 414).

Hladina podzemní vody je v těchto zónách zakleslá podstatně hlouběji než byla zastižena spojitá hladina v ostatních vrtech. Z velikosti průměrných vydatností (tab. 2) i časového chodu vydatností pramenů č. 101 Měňany (min. vydatnost okolo 1 l.s⁻¹) a č. 77 Havlíčkův Mlýn (ani v suchých obdobích vydatnost neklesá pod 8 l.s⁻¹) se ukázalo, že tyto zóny přitom drénují značnou část povodí Měňanské vyvěračky, které se nachází již za "rozvodnicí" zjištěnou z vrtů (Zeman 1999). Je tedy zřejmé, že ani rozvodí zjištěné z husté vrtné prozkoumanosti nemůže zcela vyloučit ani významné odtoky vod pod "rozvodím".

Svrchní hladina (zavěšená hladina na nepropustných blocích) je souvislá a odvodňuje se do Měňanské vyvěračky (pr. 101). V suchém období je téměř veškerá voda z povodí Měňanské vyvěračky drénována zřídka se vyskytujícími propustnými zónami v jádře synklinály směrem k prameni č. 77 Havlíčkův Mlýn. Proto nelze považovat stanovení rozvodnice, určené z mělkých hladin podzemní vody mezi Měňanskou vyvěračkou a Suchomastským potokem za postačující pro vyloučení načerpávání Měňanské vyvěračky a ztráty pramene. Pro posouzení míry rizika nevratných změn hydrogeologické situace vlivem těžby ve VLČS je nezbytné režimně sledovat kromě vrtů též vydatnosti pramenů Měňany a Havlíčkův Mlýn. Je totiž zřejmé, že naprostá většina, ne-li všechny vrty s měřeními hladinami zachycují pouze zavěšené zvodně, nikoli hluboké hladiny, odrážející regionální proudění podzemní vody.

Povodí pramene Koda a okolí

Pramen č. 90 Koda vykazuje poměrně značné rozkolísání vydatnosti (vydatnost kolísá od 2 do více než 30 l.s⁻¹ - podle zaměření ČHMÚ). Vydatnost pramene klesá po konci srážkového období zpočátku pomalu. Jakmile však dojde k poklesu vydatnosti pod cca 10 l.s⁻¹ pokles vydatnosti s časem se nápadně urychluje (Zeman 1999). Zvýšená teplota pramene Koda ukazuje na dlouhodobé setrvávání vody ve struktuře a stabilita teploty na fakt, že kolísání vydatnosti není způsobeno vlivem mělkého proudění (oběhu). Z teploty pramene je zřejmé, že

voda proudí do značné hloubky, větší než je úroveň dna údolí Berounky.

Chování pramene Koda může být způsobeno tím, že část vod z povodí pramene odtéká dále hlavním kolektorem v jádru srbsko-mořinské synklinály přímo do Berounky a skutečné kolísání vydatnosti všech odtoků z povodí je tedy podstatně nižší. Jedná se zřejmě o následek výrazného poklesu sv. kry podél příčného zlomu procházejícího prameny č. 90 Koda a č. 91 Císařská rokle, zřetelný z geologické mapy (Chlupáč a kol. 1992). Posun podél tohoto zlomu vyvolal částečný nebo úplný kontakt hornin s odlišnou hydrogeologickou funkcí, takže proudění podzemní vody kolmo přes plochu zlomu je omezeno.

Pramen č. 91 Císařská rokle nejeví přímou souvislost s pramenem Koda. Oba prameny mají jak odlišný průběh vydatnosti, tak i odlišnou teplotu. Zmíněné závěry uvažují i chyby způsobené měřením daleko od vlastního vývěru v případě pramene Císařská rokle.

Povodí pramenů ve Svatém Janu pod Skalou a v nivě Kačáku

Pramen č. 10 Svatý Jan pod Skalou a jeho povodí byl v poslední době intenzivně zkoumán, zejména pracovníky ČGÚ (Žák a kol., v tisku). Popisujeme pouze nejpodstatnější závěry, které přímo souvisí s naší prací. Pět set metrů pod Svatým Janem pod Skalou byl Kolingerem (in Věislová a kol. 1980) pomocí termometrie objeven velký skrytý příron vod do Kačáku (pr. 11). Opakovaným měřením byla stanovena vydatnost pramene na 40 % vydatnosti pramene ve Svatém Janu pod Skalou, tj. asi 8 l.s⁻¹ (Bruthans 1999). Podle prakticky shodného chemizmu, průběhu teploty a konduktivity u obou pramenů je téměř jisté, že oba prameny jsou pouze dvěma výstupními cestami jediného hlubokého proudění v hlavním kolektoru o souhrnné průměrné vydatnosti téměř 30 l.s⁻¹.

Mezi vydatností pramene ve Svatém Janu pod Skalou (pr. 10) a úrovní hladiny v Arnoldce (která se nachází v druhém jv. křídle synklinály) existuje velmi vysoká korelace (r_{xy} 0,97), a to i v obdobích, kdy je vydatnost pramene ve Svatém Janu pod Skalou ovlivněna lokálními ději v orografickém povodí pramene. Výše uvedené skutečnosti ukazují, že mezi oběma jevy existuje přímá hydraulická spojitost a tedy zřejmě i proudění. Hlavní kolektor je přitom mezi Arnoldkou a Svatým Janem pod Skalou zavrásněn do hloubek až kolem 500 m, a proudění mezi oběma křídly synklinály musí proto rovněž sestupovat do této hloubky. Pro hluboké proudění svědčí též výpočty hloubky proudění (kap. 6) a v neposlední řadě též fakt, že plocha sz. křídla holiňsko-hostimské synklinály je příliš malá, aby sama mohla zajistit vydatnost obou pramenů (Svatý Jan pod Skalou a pr. 11).

Proudění z oblasti Branžov a Vysokého Újezda je doloženo existencí po většinu roku suchých vrtů s hloubkou až 128 m (Krutský a kol. 1957).

Vysoké korelace mezi oběma jevy a znalostí režimu vydatnosti pramene ve Svatém Janu pod Skalou (Žák a kol., v tisku) bylo využito k odhadu úrovně hladiny v Arnoldce v suchém období, kdy klesá hladina pod dno jeskyně. Výpočty ukázaly, že hladina podzemní vody neklesá ani v suchých obdobích více než 3-5 m pod současně dno Arnoldky (Bruthans 1999). Možnosti speleologické prolongace (prohloubení jeskyně) jsou tedy mizivé.

Proudění mezi lomem Holý vrch a Radotínskou cementárnou

Situace v této oblasti je velmi složitá a její vyřešení je jedním z významných hydrogeologických úkolů v celém Českém krasu. Podle úrovně hladiny ve vrtech Ro12 a Ko3 (Brunnerová a kol. 1986) je zřejmé, že již z okrajové části povodí Karlického potoka a ze Švarcavy voda prokazatelně odtéká do povodí Radotínského potoka. Problémem zůstává, kde tyto vody vyvěrají. S tím souvisí i neznámé po-

Pramen	Číslo pramene z práce Kadlecové a Žáka (1998)	Průměrná vydatnost (možné rozmezí)	Zdroj
Sv. Ján nad Holyní	10 (10+11)*	20 (28)*	celková průměrná vydatnost
Havlíčkův Mlýn	59+	15**	odhad z několika měření
Kodská vyvěračka	77	10 až 15	odhad z několika měření
lom Jezirko	90	11,5	průměr z údajů ČHMÚ
Nesvačilská vyvěračka	67	8 až 12	odhad z několika měření
Chýnice	99	8,2	průměr z údajů ČHMÚ
pod Sv. Janem	46A+	8***	odhad z několika měření
Měňanská vyvěračka	11	8	odhad z několika měření
Špačkův Mlýn	102	7,45	průměr z údajů ČHMÚ
Bublák (Chýnice)	53A+	4 až 8***	odhad z několika měření
Zadní Kopanina	48A+	6***	odhad z několika měření
Malá Chuchle	51	5	odhad celkové vydatnosti
pod hradem Karlíkem	58	5	odhad celkové vydatnosti
	38	5	odhad celkové vydatnosti

Tabulka 2 Prameny s nejvyšší vydatností v Českém krasu

Table 2 Springs with the highest average yield in the Bohemian Karst

Vysvětlivky sestaveno z vlastních měření a z dat Kadlecové a Žáka (1998); + prameny nově zjištěné (Bruthans, 1999), * celková vydatnost obou pramenů u Svatého Jana pod Skalou, ** pramen u Holyně je vývěrem vod Dalejského potoka protékajících v úseku desítek až stovek metrů náplavy a tělesem náspu trati, nikoli skutečným pramenem z karbonátového komplexu (viz dok. bod č. 111; Bruthans, 1999), *** vydatnost označených pramenů byla sledována pouze v suchém období, průměrná vydatnost může být proto vyšší.

vodí prameny Bublák u Chotče (pr. 48A), ke kterému může část vod z povodí Švarcavy a Karlického potoka směřovat. Největší neznámou je hydrogeologická situace v lomu Hvíždalka a okolí. Hladina vody se sklání směrem k Radotínskému potoku. V jeho blízkosti se však hladina podzemní vody nachází více než 10 m pod úrovní potoka! (Macková in Žert a kol. 1966). Přitom možný vývěr vod nebyl nalezen. Nelze vyloučit, že vývěr se nachází v areálu Radotínské cementárny. Ověření této hypotézy by vyžadovalo další detailní průzkum.

6. Prameny

V průběhu terénních prací bylo pomocí termometrie nalezeno několik dosud nezaznamenaných pramenů a skrytých příronů do povrchových toků s vydatností až 15 l.s⁻¹. Jedním z nich je i pramen s nejvyšší průměrnou teplotou Českého krasu (pr. 48A Bublák u Chotče - 12,3 °C). V oblasti s. od řeky Berounky byly pomocí termometrie objeveny všechny významnější soustředěné přírony podzemních vod do toků s výjimkou Berounky a Vltavy. Jejich vydatnost byla měřena pomocí teplotního ovlivnění. Nejvydatnější prameny jsou uvedeny v tabulce 2.

Hloubka proudění podzemní vody je většinou vypočítávána z rozdílu teploty pramene a průměrné teploty vzduchu na zemském povrchu (vydělením rozdílu teplot geotermickým gradientem v okolí). V oblastech s intenzivním prouděním podzemní vody (v krasových územích zvláště) však dochází k výrazným deformacím zemského tepelného toku a gradientu (Jones a Marorowitz 1987). V zónách infiltrace mohou být skutečné geotermické gradienty odběrem tepla proudící vodou výrazně sníženy a hloubka proudění podzemní vody tak může být i několikanásobně vyšší než by vyplývalo při použití neporušeného gradientu (3 °C.100 m⁻¹). Pro výpočty hloubky proudění je možné využít řadu numerických modelů, jejich použití je však náročné jak na vstupní data tak i časově (např. Domenico a Schwartz 1997). Proto byly odvozeny jednoduché vzorce, které uvažují odběr tepla proudící vodou (Bruthans 1999; Bruthans in Žák a kol., v tisku). Detaily celé problematiky přesahují rámec tohoto článku, proto odkazujeme na výše uvedené citace.

Pomocí zmíněných vzorců byla vypočtena střední hloubka proudění podzemní vody k prameni ve Svatém Janu pod Skalou (pr. 10 a 11) kolem 350 m. Proudění s nejvyšší pravděpodobností zčásti zasahuje do hloubek až 500 m (viz kap. 5). Střední hloubky proudění mezi 200 a 500 m dosahuje podzemní voda vyvěrající v prameni Bublák u Chotče (pr. 48A). Střední hloubky proudění mezi 100 a 200 m mají prameny Koda (pr. 90), a Stydlá voda Karlická (pr. 37) a nově zjištěný pramen pod Lochkovem (pr. 54A). Ostatní prameny již mají hloubku proudění menší. Hloubka proudění je chápána pod střední nadmořskou výškou v povodí, nikoli pod úrovní vývěru.

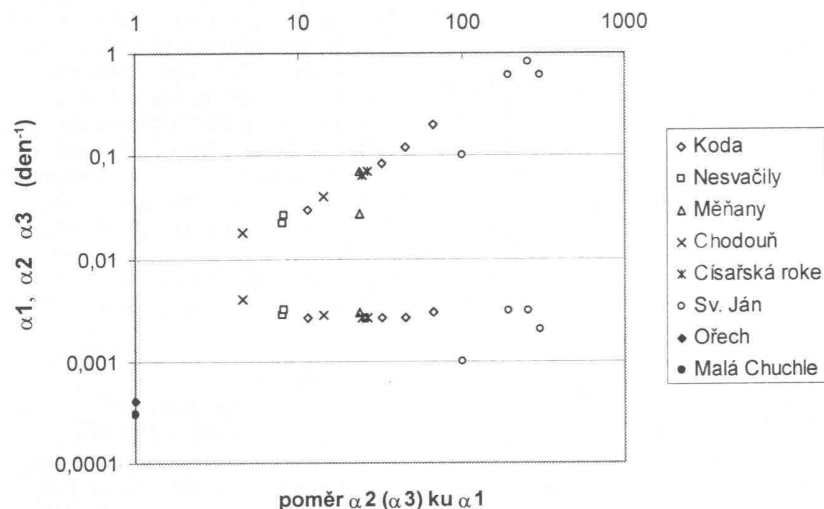
V krasu obecně není proudění v hloubkách mnoha set metrů žádnou vzácností. Je to možné dokumentovat i na příkladu Moravského

krasu, kde bylo resistivitivními prokázáno intenzivní proudění v hloubce 500 m (Taraba 1974), přesto, že se v blízkosti nachází mělič drenážní systém Amatérské jeskyně.

Z parametrů α (viz kap. 2 a obr. 3) získaných autory z výtokových čar dlouhodobě sledovaných pramenů Českého krasu je možné usoudit na míru nehomogenity krasové puklinového prostředí puklinového prostředí. Míra nehomogenity je chápána jako rozdíl mezi charakterem porózity nejpropustnějších a nejméně propustných zón, které se v podstatě míře uplatňují při proudění. Pro názornost byly parametry α z jednotlivých pramenů vyneseny do obrázku obr. 3. Z obrázku je zřejmé, že nejvyšší nehomogenita porózity se vyskytuje u pr. 10 Svatý Jan pod Skalou a pr. 90 Koda (při proudění se uplatňuje dvojí porózita). Naopak nejnižší nehomogenitu vykazuje pramen č. 99 Nesvačily a nekrasový pramen Chodouň. Prameny č. 53 Ořech a č. 58 Malá Chuchle naznačují homogenní charakter prostředí, podklady však nejsou příliš věrohodné. V záznamu vydatností (obr. 4) se prameny z relativně homogenního prostředí jeví jako hladké křivky (Nesvačily), naopak Svatý Jan pod Skalou a Koda vykazují na grafech ostré píky (rychlý odtok z extrémně propustných zón) následované pozvolným odtokem (pomale vyprazdňování struktury). U pramenů ve Svatém Janu pod Skalou a Kodě je parametr α_2 velmi vysoký, což ukazuje na pravděpodobnou přítomnost turbulentního proudění po dobu několika dní po výrazné srážce. Zeman (1999) podle charakteru výtokových čar uvažuje o krátkodobém turbulentním proudění také na prameni č. 101 Měňany. Na všech pramenech však naprosto dominuje laminární proudění, nejčastěji se dvěma subrežimy (typ II podle Kullmana 1990).

Zajímavý je rozdíl mezi dobou reakce dlouhodobě sledovaných pramenů na srážkovou událost (obr. 4). Pramen Koda (pr. 90) reaguje na srážku ostrým, prakticky okamžitým zvýšením vydatnosti. Z konstantní teploty je přitom zřejmé, že nárůst vydatnosti není způsoben přítomností mělkého proudění. Prameny Nesvačily a Měňany reagují postupným vzestupem vydatnosti. Vydatnost dosahuje maxima teprve několik týdnů po maximu pramene Koda, sklon vzestupné a sestupné části křivky se od sebe liší méně, než v případě Kody. Rozdíly v délce prodlevy mezi srážkou a maximem vydatnosti u jednotlivých pramenů jsou zřejmě způsobeny odlišností nesaturované zóny a charakterem infiltrace srážkových vod (kap. 4). S rostoucí intenzitou srážky se hladký průběh vydatnosti některých pramenů (Nesvačily) začíná blížit průběhu typickému např. pro Kodu, jak bylo možné sledovat např. po extrémních srážkách v červnu 1995.

Většina pramenů Českého krasu má sinusoidální průběh teploty vody během roku. Maxima a minima teploty vody pramenů bývají často posunuta za maxima a minima teploty vzduchu, a to až o 4 měsíce: např. pramen pod lomen Opatřilka (pr. 62) dosahuje minima teploty vody v červnu. Jev je způsoben zpožděním teplotních vln šířících se kondukcí od povrchu země do hloubky, nikoli zdržením vody po dobu několika měsíců ve struktuře (Bruthans 1999).



Obrázek 3 Parametry α ze všech pramenů pro které byly simulovány výtokové čary podle metody Kullmana (1990) na datech ČHMÚ. Na svislé ose je v logaritmickém měřítku vynesena velikost parametrů α , na vodorovné ose je vynesena podíl nejvyššího parametru α ku parametru nejnižšímu (míra nehomogenity porózního prostředí)

Figure 3: Alpha parameters of all springs for which depletion curves were simulated on data of the Czech Hydrometeorological Institute (after method of Kullman 1990). The value of α parameters is on y axis in a logarithmic scale, the rate of the highest α parameters to the lowest one (rate of inhomogeneity of the porous medium) are on x axis

7. Závěr

V letech 1995 až 1999 byl proveden rozsáhlý hydrogeologický průzkum Českého krasu, založený na zpracování dostupných archivních dat a rozsáhlých terénních pracích.

Mezi nejvýznamnější závěry patří:

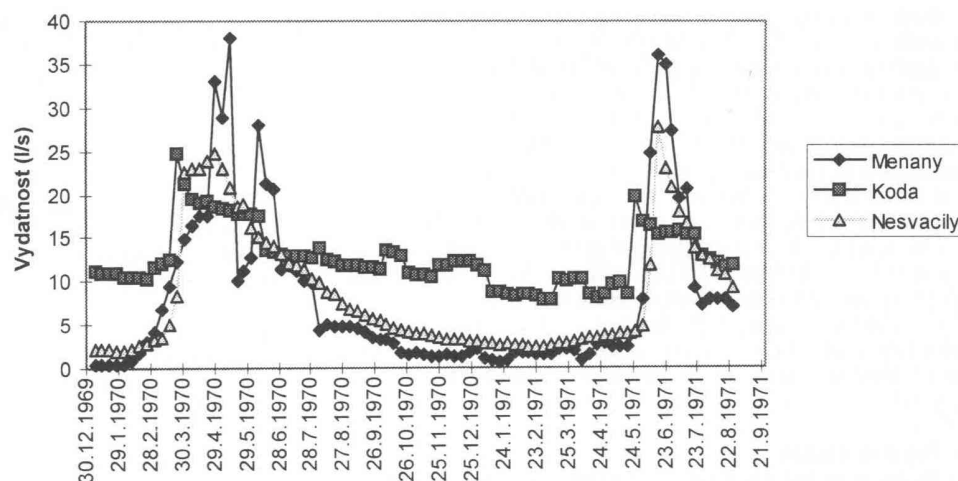
Na základě hydrogeologické funkce geologických jednotek byla definována základní hydrogeologická tělesa. Hlavní (regionální) kolektor je vázaný zejména na čisté vápence lochkovského a pražského souvrství. Propustnost tohoto kolektoru klesá od SZ k JV, příčně na osu pražské pánve, v závislosti na faciálních změnách vápenců. K regionálnímu proudění podzemní vody dochází ve směru podélném, tj. rovnoběžně s osami hlavních synklinál, na vzdálenost až 8 km. Je pravděpodobné, že toto proudění podzemní vody zasahuje v některých synklinálách do hloubek až 600 m pod terénem. Nad regionální hladinou se nachází množství nespojitých zavěšených zvodní.

Byl proveden výpočet transmisivity a storativity hlavního kolektoru v regionálním měřítku. Díky nízké storativitě (3-7 ‰) se hydraulická odezva v hlavním kolektoru může šířit na velké vzdálenosti již během několika dnů. V ne-

saturované zóně je rychlost šíření hydraulické odezvy přímo úměrná intenzitě srážky. Po nevýrazných srážkách se změny hladin zavěšených zvodní mohou projevit až po několika týdnech.

Horniny v podloží a nadloží hlavního kolektoru mají převážně izolátorskou funkci. Velmi málo propustné je srbské souvrství. Proudění v izolátorech se odehrává zejména v zóně rozvětrání puklin do hloubek prvních desítek metrů.

Pomocí termometrie bylo objeveno několik nových pramenů o vydatnosti až 15 l.s⁻¹. Byla získána řada nových poznatků o vydatnosti a teplotě pramenů a jezer v jeskyních. Analýzy časových řad a výtokových čar z dat dlouhodobě pozorovaných pramenů přispěly k poznání převládající krasově puklinové porozity hlavního kolektoru.



Obrázek 4 Zpoždování průběhu vydatností pramenů Nesvacily a Měňany proti prameni Koda (data ČHMU)
Figure 4 Retardation of yield of the Nesvacily and Měňany springs as compared with the Koda spring

Literatura

- Atkinson T.C. (1977): *Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain)*. - J. Hydrol., 35: 93-110.
- Brunnerová Z. a kol. (1986): *Prognózní zhodnocení paleozoických vápenců v sv. části Barrandienu*. - MS, Úst. geol. Praha, Geofond (P53851).
- Bruthans J. (1999): *Hydrogeologické poměry Českého krasu severně od řeky Berounky*. - MS, dipl. práce: 1-100, PřFUK. Praha.
- Čujan J. a kol. (1963): *Výpočet geologických zásob vápenného dolomitu*. - MS, Železnorudné doly n.p. Nučice, Geofond (FZ 4599).
- Domenico P., Schwartz W. (1997): *Physical and chemical hydrogeology* (second ed.). - John Wiley and sons, Inc.: 1-497. New York.
- Chlupáč I. a kol. (1992): *Paleozoikum Barrandienu (kambrium-devon)*. - Vyd. Čes. geol. Úst.: 1-296. Praha.
- Jones F., Marorowicz J. (1987): Some aspects of the thermal regime and hydrodynamics of western Canadian sedimentary basin. - In: J. Coffand and J. Williams (Eds.): *Fluid flow in sedimentary basins and aquifers*, Geol. Soc. Spec. Publ., 34: 79-85. London.
- Kadlecová R., Žák K. (1998): *Krasové prameny Českého krasu*. - Čes. kras (Beroun), 24: 17-34.
- Kleček M., Pařízková M. (1970): *Podrobná inženýrsko-geologická mapa 1:5 000*. - Praha 6-3. - MS, Geofond. Praha.
- Krásný J. (1995): *Posouzení vlivu uvažovaného rozšíření lomu Mořina-Východ na hydrogeologické poměry okolo*. - MS, PřFUK. Praha.

- Krutský N. a kol. (1957): *Průzkum vápenců Loděnice*. - MS, Nerudný průzkum n.p. Praha, Geofond (FZ 2386).
- Kullman E. (1990): *Krasovo-puklinové vody*. - Geol. Úst. D. Štúra: 1-184. Bratislava.
- Ouhřabka V. (1992): *Hydrogeologie krystalických vápenců v horním povodí Moravy pod Kralickým Sněžníkem*. - MS, dipl. práce, PřFUK. Praha.
- Ovčarov K. a kol. (1972): *Výhodnocení vápenických a cementářských surovin v západní části Barrandienu*. - MS, Geoindustria Praha: 1-114, Geofond.
- Schmidt K. a kol. (1966): *Závěrečná zpráva Lochkov, surovina cementářská*. - MS, Geologický průzkum Praha, Geofond (FZ 4794).
- Skořepa J., Včíslová B. (1973): *Hydrogeologie regionu silur-devon Barrandienu - Zpráva o úvodní etapě výzkumu*. - MS, Úst. geol. Praha.
- Taraba J. (1974): *Moravský kras. Dílčí zpráva za první etapu a mezi-etapu regionálního hydrogeologického průzkumu*. - MS, Geotest Brno, Geofond (P24123).
- Tvrđíková H. (1986): *Hydrogeologické poměry okolí Kódy a Cisařské rokle u Srbska*. - MS, dipl. práce PřFUK. Praha.
- Včíslová B. a kol. (1980): *Silur - devon Barrandienu - II. fáze - závěrečná zpráva*. - MS, Stavební geologie: 1-191. Praha.
- Zeman O. (1999): *Hydrogeologické poměry Českého krasu jižně od řeky Berounky*. - MS, dipl. práce: 1-100, PřFUK. Praha.
- Žák K. a kol. (v tisku): *Výzkum pěnoveců a krasového pramene ve Sv. Janu pod Skalou*. - Práce Čes. geol. Úst. Praha.
- Žert B. a kol. (1966): *Radotín - Hviždalka. Surovina cementářská*. - MS, Geologický průzkum n.p. Praha, Geofond (FZ 4796).

Nejnižší a nejvyšší fluvialní terciér Českého krasu The uppermost and the lowermost fluvial Tertiary of Bohemian Karst

Václav Cílek¹

0. Abstract

Tertiary white sands, ferretes of the Sulava type and silcretes with anatase matrix belonging to the Klíneč level of Lower Miocene age were found in altitudes between 300-500 m a.s.l. in the SW part of the Bohemian Karst. It is concluded that the Klíneč level does not represent one single episode of river formation but the whole sequence of river terraces comparable to the Quaternary system.

1. Úvod

Cílem této stručné, interpretované nálezové zprávy je upozornit na výškové rozpětí 280-480 m n.m., ve kterém se v jz. části Českého krasu (Bacín, Tobolka, Koda, Tetín) nalézají reliktu fluvialního terciéru. Za terciér jsou považovány jednak bílé a našedlé písky a jíly analogické pískům klínečského stádia, tak jak je vyvinuto v okolí Sulavy, dále pak medové silkrety typu Labe („oligocenní slunáky“) a

¹ Geologický ústav, Akademie věd České republiky, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6-Lysolaje, cilek@gli.cas.cz
Čes. kras (Beroun), 26 (2000), 59-50, 1 obr.
ISSN 1211-1643
ISBN 80-902098-4-X