ISBN 80-85314-28-2

CS ISSN 0139-7583

ZÁPADNÉ KARPATY • HYDROGEOLÓGIA, INŽINIERSKA GEOLÓGIA A GEOTERMÁLNA ENERGIA 12

1 B 107b

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia
inžinierska geológia
a geotermálna energia 12

1 B 107b
508/94

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ
3902001020279

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia, inžinierska geológia a geotermálna energia
12

Vedecký redaktor:
RNDr. Ondrej Franko, DrSc.

Redakčný okruh:
RNDr. Vladimír Hanzel, CSc., RNDr. Igor Modlitba, CSc., RNDr. Dušan Bodiš, CSc., RNDr. Michal Zakovič

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia
inžinierska geológia
a geotermálna energia 12

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1994

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava
Signatúra : 13 1076
Inv. čís. : 508/94
Sk : 438,-
Získané : PV.
Prílohy :

© GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1994

ISBN 80-85314-28-2

CS ISSN 0139-7583

OBSAH – CONTENTS

JETEL, J.: Priepustnosť a prietočnosť pripovrchovej zóny západného úseku flyšového pásma Západných Karpát – Permeability and transmissivity of near surface rock zone in the western tract of the West Carpathian Flysch Belt 7
Úvod ... 7
Preskúmanosť a použité údaje ... 8
Metodika spracovania údajov ... 10
Charakteristiky jednotlivých litostratigrafických členov ... 16
Diskusia o výsledkoch ... 45
Praktické aplikácie získaných poznatkov ... 53
Literatúra ... 54
Summary ... 57
Explanations to Figures ... 61

KULLMAN, E. – MALÍK, P. – VRANÁ, K.: Podzemné vody karbonátov mezozoika Čachtických Karpát – Groundwaters in Mesozoic carbonates of the Čachtické Karpaty Mts. ... 63
Úvod ... 63
Geomorfologické, hydrografické a klimatické podmienky ... 63
Geologické pomery ... 66
Hydrogeologická preskúmanosť ... 67
Hydrogeologické pomery ... 68
Orientačná hydrologická bilancia a stanovenie prognóznych prírodných zdrojov podzemných vôd krasovo-puklinovej hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát ... 82
Kvantitatívno-kvalitatívna snímka podzemných a povrchových vôd ... 96
Chemické zloženie a celková mineralizácia podzemných vôd ... 98
Záver ... 114
Literatúra ... 116
Summary ... 116
Explanations to Figures ... 117

ZAKOVIČ, M. – BODIŠ, D. – ORVAN, J. – LOPAŠOVSKÝ: Hydrogeológia Rimavskej kotliny a východnej časti Cerovej vrchoviny – Hydrogeology of the Rimava Basin and eastern Cerová vrchovina Mts. ... 119
Úvod ... 119
Prírodné pomery ... 119

Hydrogeologická charakteristika predterciérneho podložia Rimavskej kotliny ... 123
Hydrogeologická charakteristika terciérnych sedimentov ... 125
Obeh podzemných vôd ... 131
Hydrogeochemická charakteristika územia ... 133
Záver ... 139
Literatúra ... 140
Summary ... 141
Explanations to Figures ... 142

Čechová, A. – Vrana, K: Hydrogeologické pomery Myjavskej pahorkatiny – Hydrogeologic conditions in the Myjavská pahorkatina Mts. ... 143
Úvod ... 143
Fyzicko-geografická charakteristika ... 144
Hydrogeologické pomery ... 148
Hydrogeochemické pomery ... 168
Záver ... 171
Literatúra ... 174
Summary ... 175
List of Figure ... 176
List of Tables ... 176

Rapant, S.: Geochémia prírodných vôd kryštalinika Nízkych Tatier – Geochemistry of natural waters in the Nízke Tatry crystalline unit ... 177
Úvod ... 177
Geograficko-orografická a klimatická charakteristika územia ... 178
Geologická stavba územia ... 178
Hydrogeologická charakteristika územia ... 179
Hydrogeochemická charakteristika územia ... 181
Hydrogeochemicko-prospekčné zhodnotenie územia ... 205
Charakteristika súčasného stavu znečistenia podzemných a povrchových vôd územia ... 211
Literatúra ... 217
Summary ... 217
Explanations to Text-Figures and Tables ... 218

Západné Karpaty, sér. Hydrogeológia a inžinierska geológia 12, s. 7 — 62,
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1994

JÁN JETEL

Priepustnosť a prietočnosť pripovrchovej zóny západného úseku flyšového pásma Západných Karpát

12 obr., 12 tab., angl. resumé

A b s t r a c t. A regional evaluation of data from 156 pumping tests in hydrogeologic wells and 610 water injection tests in engineering-geologic drillholes allowed to infer objective characteristics of permeability and transmissivity distributions in rocks of respective lithostratigraphic units in the western tract of the West Carpathian Outer Flysch Belt on the territory of Slovakia and Moravia (west of the divide separating the rivers Orava and Kysuca as far as the River Dyje). Principal factors controlling permeability of investigated rocks and quantitative relationships between permeability and the respective factors were defined. An exponential fall in mean permeability with depth in the near-surface zone is of prime importance, but the decline in mean permeability with increasing rock age is also significant. In contrast, lithology often plays no role, thus contradicting a traditional assumption that sandstones are more permeable than claystones. In some units, mean permeability of tested intervals even grows with the decreasing percentage of sandstones in open drillhole interval. The investigations have confirmed the viability of a method developed by the author of this article to estimate hydraulic conductivity and transmissivity from data provided by water injection tests. Next calculations and models regarding groundwater circulation in rocks of the Carpathian flysch should include a concrete quantification of the exponential decline in permeability with depth in a given setting.

Úvod

Predmetom predkladaného regionálneho zhodnotenia sú hydraulické vlastnosti pripovrchovej zóny hornín paleogénu a kriedy flyšového pásma vonkajších Západných Karpát v úseku na Z od rozvodnice medzi povodím Oravy a Kysuce až po rieku Dyje na j. Morave. Skúmané územie teda zahŕňa západnú časť Stredných Beskýd (Kysucké Beskydy a Kysuckú vrchovinu), Slovensko-moravské Karpaty (Javorníky, Biele Karpaty, Vizovickú vrchovinu), Západné Beskydy (Moravsko-sliezske a Sliezske Beskydy, Hostýnsko-vsetínsku hornatinu) s Podbeskydskou pahorkatinou, Stredomoravské Karpaty (Ždánický les, Chřiby) a Juhomoravské Karpaty. Z geologického hľadiska je toto územie budované na povrchu bielokarpatskou, bystrickou a račianskou jednotkou magurského flyšu a ďalej sliezskou a ždánicko-podsliezskou jednotkou krosnianskeho flyšu.

RNDr. J. JETEL, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Werferova 1, 040 11 Košice

Horniny flyšu sa všeobecne pokladajú za prostredie málo priaznivé z hľadiska získania využiteľných zdrojov podzemných vôd. Pre flyšové oblasti slovenskej časti Kysuckých Beskýd, Kysuckej vrchoviny, Turzovskej vrchoviny s Jablunkovským medzihorím, Javorníkov a Bielych Karpát sú podľa Hanzela et al. (1989) dokumentované využiteľné zdroje podzemných vôd v hodnote 403 l . s^{-1}. Pri ploche 1984 km^2 predstavuje toto množstvo iba 0,20 l . s^{-1} dokumentovaného využiteľného množstva na 1 km^2, čo je v porovnaní s celoslovenským priemerom 1,4 – 1,5 l . s^{-1} . km^{-2}, ktorý možno odvodiť z údajov Hanzela et al. (1989), hodnota veľmi nízka. Očakávanú veľkosť prírodných zdrojov podzemnej vody vyčíslili pritom Hanzel et al. (1989) v týchto oblastiach na 1532 – 4574 l . s^{-1}, čo by zodpovedalo modulu prírodných zdrojov 0,77 – 2,31 l . s^{-1} . km^{-2}. Vzhľadom na prevažne deficitný charakter flyšového pásma má hlbšie získanie objektívneho obrazu o rozdelení hydraulických vlastností jeho hornín značný význam pre optimalizáciu vyhľadávania využiteľných zdrojov podzemných vôd. Napriek tomu sa systematickému štúdiu hydraulických vlastností flyšových hornín u nás venovala doteraz iba malá pozornosť.

So zreteľom na praktický význam vyhľadávania zdrojov podzemnej vody vo flyšových horninách prevažne iba plytkými vrtmi (do 50 – 100 m) a s ohľadom na druh podkladových materiálov, ktoré sú pre regionálne zhodnotenie k dispozícii, obmedzilo sa naše hodnotenie iba na pripovrchovú zónu. Označujeme tak pásmo pripovrchového rozvoľnenia hornín spolu so zvetralinovým plášťom; má výrazne vyššiu priepustnosť ako hlbšie časti horninového masívu a vykazuje viac-menej pravidelný pokles priemernej priepustnosti s hĺbkou, ktorý možno aproximovať exponenciálnou funkciou hĺbky (Jetel, 1989a, 1990). Pripovrchová zóna prebieha spravidla konformne s povrchom terénu a v našich podmienkach zasahuje zväčša do hĺbok okolo 20 – 40 m s lokálnymi odchýlkami. Pokles priemernej priepustnosti sledovateľný s hĺbkou v mierke desiatok metrov pokračuje menej pravidelne ešte aj v prechodnej zóne do hĺbok zhruba okolo 80 – 100 m. Až na ojedinelé výnimky sú hydrogeologické vrty vo flyšových horninách skúmaného územia zamerané práve na pripovrchovú zónu.

Preskúmanosť a použité údaje

Prvé predbežné hodnotenie na základe výsledkov vodných tlakových skúšok podal u nás Varga (1966). Informácie o hydraulických parametroch flyšových hornín u nás poskytli Jetel – Rybářová (1975, 1983, 1989), Cabala (1976), Zakovič (1980a), Bajo (1984), Bajo – Cibuľka (1984), Jetel (1985c, 1989b), Krásný (1986a) a Cibuľka – Bajo (1988). Doteraz ojedinelú syntézu kvantitatívnych poznatkov o priepustnosti hornín paleogénu slovenských Západných Karpát predstavuje štúdia Zakoviča (1980b), ktorú niektorými novými závermi doplnil Jetel (1989c, 1991). Súhrnné zhodnotenie niektorých častí územia, ktoré je predmetom predkladanej štúdie, vypracovali Krásný et al. (1987) a Jetel et al. (1988). Cenný porovnávací materiál poskytujú práce z poľského úseku flyšového pásma (Niedzielski, 1974; Oszczypko et al., 1981; Chowaniec et al., 1983).

Podkladové dáta pre toto hodnotenie poskytla dokumentácia odberových (čerpacích a prelivových) skúšok z hydrogeologických vrtov a vtláčacích (vodných tlakovych) skúšok z inžinierskogeologických vrtov, uložená zväčša v archívoch Geofondu v Bratislave a Prahe, z menšej časti v archívoch geologickoprieskumných organizácií. Archívne podklady sme doplnili aj výsledkami vlastných terénnych výskumov.

Preskúmanosť jednotlivých členov flyšového komplexu je veľmi nerovnomerná: kým v niektorých litostratigrafických členoch sú k dispozícii početné údaje odberových skúšok umožňujúce podať určitú reprezentatívnu charakteristiku priepustnosti a prietočnosti, z iných členov je napriek ich značnej plošnej rozlohe počet údajov hydrogeologických vrtov nízky alebo celkom nedostatočný. Predkladaná charakteristika niektorých členov je preto len celkom predbežná a orientačná a niektoré členy bolo nevyhnutné z hodnotenia úplne vypustiť.

Najvyššiu plošnú preskúmanosť hydrogeologickými vrtmi v skúmanom území vykazujú vsetínske vrstvy (prevažne pelitický vývoj zlínskeho súvrstvia) račianskej jednotky magurského flyšu a ždánicko-hustopečské súvrstvie ždánickej jednotky krosnianskeho flyšu. Pomerne nízky počet vrtov v niektorých psamitických členoch flyšového komplexu (javorinské súvrstvie vlárskeho vývoja bielokarpatskej jednotky, luhačovické pieskovce a kyčerské vrstvy račianskej jednotky, godulské súvrstvie, istebnianske vrstvy) možno azda vysvetľovať tým, že tieto členy budujú spravidla výrazné terénne elevácie s lesným porastom a členitým reliéfom, kde sa vodovodné zásobenie v minulosti riešilo skôr zachytením prameňov.

Prevažná väčšina spracovaných archívnych údajov pochádza z vrtov hĺbených pri drobných prieskumných akciách na zabezpečenie zdrojov vody pre jednotlivé objekty. Väčší počet správ o jednotlivých vrtoch tohto druhu spracúvali najmä J. Hrouzková, I. Žůrková, V. Jahoda, F. Kliment, V. Hrbáč, J. Malý, J. Potěšilová a i. Správy o väčších prieskumných akciách s väčším počtom vrtov spracovali Hrouzková (1971, 1985, 1988), Jahoda (1978), Méry (1987), Vostrčilová (1979), Zbořilková (1986) a Žůrková (1979).

Informáciu o hydraulických parametroch získanú z odberových skúšok v hydrogeologických vrtoch doplnili aj údaje z vodných tlakových skúšok realizovaných pri inžinierskogeologických prieskumoch uvažovaných priehradných profilov. V godulskom súvrství dovolil značný počet takýchto údajov podať reprezentatívnu regionálnu charakteristiku priebehu zmien priemernej priepustnosti horninového masívu s hĺbkou. Predbežnú orientačnú charakteristiku hĺbkových zmien priepustnosti sme odvodili interpretáciou údajov vodných tlakových skúšok aj v bystrickom, rusavskom a hostýnskom súvrství a v istebnianskych vrstvách. Dokumentáciu vodných tlakových skúšok, ktorú sme použili na stanovenie hydraulických parametrov, uvádza z bystrických vrstiev Hrdý (1961), z hostýnskeho a rusavského súvrstvia Papoušek (1969) a Woznica (1976), z godulského súvrstvia Kleček (1958), Verfel (1959ab) a Pivovarčiová (1972) a z istebnianskych vrstiev Horský (1964).

Metodika spracovania údajov

Základom regionálneho hodnotenia boli údaje odberových skúšok, doplnené o výsledky skúšok stúpacích, vtláčacích, alebo nalievacích. Z primárnych (nameraných) hodnôt výdatnosti a zodpovedajúcich znížení hladiny pri odberových skúškach sme odvodili hodnoty mernej (špecifickej) výdatnosti

$$q^o = Q^o/s, \tag{1}$$

resp.

$$q = Q/s, \tag{1}$$

kde Q^o = výdatnosť v $l \cdot s^{-1}$, s = zodpovedajúce zníženie hladiny (m), Q = výdatnosť v $m^3 \cdot s^{-1}$. Hodnoty mernej výdatnosti poslúžili potom na stanovenie porovnávacích hydrogeologických parametrov – indexu priepustnosti (JETEL, 1964, 1968, 1974, 1985ab)

$$Z = \log (10^6 q^o/M) = \log (10^9 q/M) \tag{2}$$

a indexu prietočnosti (JETEL – KRÁSNÝ, 1968; JETEL, 1985ab)

$$Y = \log (10^6 q^o) = \log (10^9 q), \tag{3}$$

kde M = hrúbka zvodnenca, log = dekadický logaritmus. Vzhľadom na to, že v rozpukaných masívoch flyšových hornín s veľmi problematickým alebo nejestvujúcim vzťahom medzi litológiou hornín a ich hydrogeologickou funkciou (JETEL, 1989c) je veľmi otázne stanovenie hrúbky kolektora M, používame v našom hodnotení flyšových hornín namiesto hodnôt indexu Z podľa rovnice (2) hodnoty indexu priepustnosti otvoreného úseku vrtu (JETEL, 1985ab)

$$Z_L = \log (10^6 q^o/L) = \log 10^9 (q/L), \tag{4}$$

kde L = dĺžka otvoreného skúšaného úseku vo vrte (pod úrovňou statickej hladiny). Hodnoty Z uvedené v ďalšom texte preto v skutočnosti predstavujú hodnoty Z_L. V záujme optimálnej porovnateľnosti boli pri regionálnom spracovaní dosadzované do vzorcov (2) – (4) podľa možnosti také hodnoty mernej výdatnosti (priamo merané alebo extrapolované), ktoré zodpovedali zníženiu s = 1 m.

Hodnoty hydraulických parametrov – koeficientu filtrácie k a koeficientu prietočnosti T – sme z hodnôt porovnávacích parametrov odvodzovali pomocou logaritmickej prepočtovej diferencie (JETEL, 1985a) definovanej vzťahom

$$d = \log T - \log q \tag{5}$$

(T v $m^2 \cdot s^{-1}$, q v $m^3 \cdot s^{-1}$ na 1 meter), ktorú po jej odvodení alebo odhade dosadíme do prepočtových vzorcov

$$k\ (m \cdot s^{-1}) = antilog\ (Z + d - 9) = 10^{(Z + d - 9)} \tag{6}$$

$$T\ (m^2\ .\ s^{-1}) = antilog\ (Y + d - 9) = 10^{(Y + d - 9)} \qquad (7)$$

Celková prepočtová diferencia d z rovníc (5) – (7) predstavuje sumu základnej prepočtovej diferencie d_o zodpovedajúcej hydrodynamicky dokonalému vrtu a dodatočnej diferencie d_d vyjadrujúcej efekt dodatočných odporov reálneho vrtu. Pre podmienky platnosti Jacobovej semilogaritmickej aproximácie možno základnú diferenciu určiť (JETEL, 1985ab) podľa vzťahu

$$d_o = \log\ [0{,}183\ \log\ (2{,}25\ Tt/Sr^2)], \qquad (8)$$

kde T = koeficient prietočnosti, S = koeficient zásobnosti, t = čas od začiatku odberovej skúšky do momentu, pre ktorý je stanovená merná výdatnosť, r = vnútorný polomer vrtu. O stanovení hodnoty d_o v iných podmienkach informuje JETEL (1985ab). Dodatočná diferencia d_d je sumou čiastkových dodatočných diferencií – predovšetkým skinovej diferencie d_S, turbulenčnej diferencie d_C a neúplnostnej diferencie d_L. Diferencie d_C a d_L možno stanoviť analyticky (JETEL, 1985ab), skinovú diferenciu d_S treba odhadnúť na základe analógie. V našej štúdii sme na odhad príslušnej prepočtovej diferencie $d = d_o + d_d$ použili analytický odhad d_o podľa vzorca (8) a za dodatočnú diferenciu sme dosadzovali podľa analógie hodnotu $d_o = 0{,}10$, ktorá približne zodpovedá najčastejšie sa vyskytujúcej hodnote d_d v doteraz hodnotených vrtoch obdobného typu (porov. JETEL, 1984). V súboroch s veľmi malým počtom údajov sme takto odvodili odhad prepočtovej diferencie jednotlivo pre každú dvojicu hodnôt Y a Z. V rozsiahlejších súboroch sme odvodili odhady prepočtovej diferencie pre niekoľko konkrétnych prípadov s nízkymi, priemernými i vysokými hodnotami Y a z týchto odhadov sme odvodili zovšeobecnenú regresnú rovnicu na optimálny odhad prepočtovej diferencie pre daný súbor pri priemerných podmienkach skúšky (r, t, S) z vrtov daného súboru. Pre súbor 35 údajov z pripovrchovej zóny vsetínskych vrstiev sme takto odvodili zovšeobecnený empirický odhad

$$d = 0{,}060\ Y - 0{,}18, \qquad (9)$$

pre súbor 50 údajov z pripovrchovej zóny ždánicko-hustopečského súvrstvia obdobný odhad

$$d = 0{,}067\ Y - 0{,}18. \qquad (10)$$

Pri niektorých výpočtoch a hodnoteniach hydraulických parametrov bolo výhodné použiť aj odlogaritmované ekvivalenty indexov Z a Y v podobe pomocných transformácií

$$k_Z = antilog\ (Z - 9) = 10^{(Z - 9)}, \qquad (11)$$

$$T_Y = antilog\ (Y - 9) = 10^{(Y - 9)}, \qquad (12)$$

predstavujúcich hodnoty koeficientu filtrácie (k) a koeficientu prietočnosti T, ktoré by zodpovedali daným hodnotám Z a Y podľa vzťahov (6) a (7) pri d = 0. V iných

prípadoch bolo, naopak, výhodné použiť hodnoty koeficientu filtrácie a prietočnosti v ich ekvivalentnej logaritmickej transformácii

$$Z_k = 9 + \log k \quad (k \text{ v } m \,.\, s^{-1}), \tag{13}$$

$$Y_T = 9 + \log T \quad (T \text{ v } m^2 \,.\, s^{-1}). \tag{14}$$

Tieto transformácie možno ľahko porovnávať s hodnotami Z a Y, s ktorými ich spája vzťah

$$Z_k = Z + d, \text{ resp. } Y_T = Y + d. \tag{15}$$

Vzťahy medzi jednotlivými parametrami priepustnosti a prietočnosti a ich pomocnými transformáciami znázorňuje tab. 1.

Úroveň priepustnosti a prietočnosti v skúmaných litostratigrafických členoch sme pre jednotlivé súbory vyjadrili vo forme mediánov Md(Z) a Md(Y) a aritmetických priemerov M(Z) a M(Y). Po dosadení odhadov prepočtovej diferencie d sme potom k týmto charakteristikám odvodili podľa vzťahov (6) a (7) príslušné odhady

Tab. 1 Vzťah medzi jednotlivými parametrami priepustnosti a prietočnosti a ich pomocnými transformáciami

Parametre	Nelogaritmické		Logaritmické
		priepustnosť:	
striktne hydraulické	k	(logaritmovanie →)	Z_k
porovnávacie	k_Z	(← antilogaritmovanie)	Z
		prietočnosť:	
striktne hydraulické	T	(logaritmovanie →)	Y_T
porovnávacie	T_Y	(← antilogaritmovanie)	Y
		$Z_k - Z = Y_T - Y = d$	
	$k_Z = \text{antilog}\,(Z - 9) = 10^{(Z-9)}$		$Z_k = 9 + \log k$
	$T_Y = \text{antilog}\,(Y - 9) = 10^{(Y-9)}$		$Y_T = 9 + \log T$
	$k = k_z \,.\, 10^4$		$k = 10^{(Z+d-9)}$
	$T = T_Y \,.\, \log 10^d$		$T = 10^{(Y+d-9)}$

Rámikmi sú zvýraznené parametre, ktoré sú v danej kategórii parametrov primárne (sú počítané priamo z údajov meraných pri hydrodynamickej skúške). Bez rámikov sú uvedené ich pomocné transformácie (Z_k, k_Z, Y_T, T_Y).

zodpovedajúcich charakteristík strednej úrovne koeficientu filtrácie k a koeficientu prietočnosti T – t. j. mediánov Md(k) a Md(T) a geometrických priemerov G(k) a G(T). Ako ukazujú vzťahy (6) a (7), porovnávacie parametre Z a Y predstavujú určité logaritmické transformácie koeficientu filtrácie k a koeficientu prietočnosti T. V zmysle týchto vzťahov preto aritmetickému priemeru M hodnôt Z a Y zodpovedá geometrický priemer G hodnôt k a T:

$$G(k) = antilog\ M(Z + d - 9) = 10^{M(Z + d - 9)}, \tag{16}$$

$$G(T) = antilog\ M(Y + d - 9) = 10^{M(Z + d - 9)}. \tag{17}$$

Normálne rozdelenie hodnôt Z alebo Y indikuje potom logaritmickonormálne rozdelenie hodnôt k alebo T.

Variabilitu hodnôt indexov Z a Y vyjadrujeme jednak variačným rozpätím, jednak odhadom smerodajnej odchýlky základného súboru

$$s_x = \sigma_x \sqrt{\frac{n}{n - 1}}, \tag{18}$$

kde σ_x = nameraná smerodajná odchýlka súboru hodnôt parametra x, n = počet údajov súboru.

Pre najrozsiahlejšie skúmané súbory sme popri spomenutých charakteristikách strednej úrovne vypočítali aj skutočnú (najvýstižnejšiu) strednú hodnotu (matematickú nádej) lognormálne rozdelených hodnôt koeficientu filtrácie k a koeficientu prietočnosti T. V súboroch hodnôt x s lognormálnym rozdelením je takáto stredná hodnota E(x) vyjadrená vzťahom (Aitchison – Brown, 1957)

$$E(x) = G(x) \cdot \Psi(t'), \tag{19}$$

$$t' = 2{,}65\ s^2_{\log x}, \tag{20}$$

kde

$$G(x) = 10^{M(\log x)}, \tag{21}$$

M(log x) = aritmetický priemer hodnôt log x, G(x) = geometrický priemer hodnôt x. Hodnoty funkcie Ψ uvádzajú Aitchison a Brown (1957), vybrané hodnoty uvádza aj Jetel (1985a).

Pri hodnotení úrovne priepustnosti používame jej osemstupňovú klasifikáciu (Jetel, 1982), úroveň a variabilitu prietočnosti hodnotíme podľa klasifikácie Krásného (1986). Pri hodnotení variability priepustnosti sme aplikovali klasifikáciu, ktorú na hodnotenie variability prietočnosti navrhol Krásný (1986).

Doplňujúcu informáciu v územiach, kde nie je k dispozícii dostatočný počet údajov z odberových skúšok, poskytla reinterpretácia údajov vodných tlakových skúšok,

realizovaných pri inžinierskogeologických prieskumoch projektovaných priehradných profilov. Stanovenie hydraulických parametrov reinterpretáciou vodných tlakových skúšok je síce podstatne menej jednoznačné ako stanovenie z údajov prítokových (odberových a stúpacích) skúšok v hydrogeologických vrtoch, umožňuje však na druhej strane sledovať vertikálne zmeny priemernej priepustnosti (závislosť priepustnosti od hĺbky). Základnou vstupnou hodnotou pre odvodenie priemernej priepustnosti v skúšanej etáži vrtu je tu hodnota mernej hltnosti (pohltivosti) q_h, vyjadrujúca pomer výdatnosti (hltnosti) Q_h pohlcovanej skúšaným úsekom vrtu v dĺžke L a zvýšenia hladiny s_h, ktoré zodpovedá príslušnému meranému prevýšeniu tlaku. Pri našej reinterpretácii údajov vodných tlakových skúšok transformujeme hodnoty mernej hltnosti q_h na príslušné hodnoty indexu priepustnosti Z_L, podľa vzťahu analogického rovnici (4), t. j.

$$Z' = Z'_L = \log (10^6 q_h^o/L), \tag{22}$$

kde

$$q_h^o = Q_h^o/s_h, \tag{23}$$

je merná hltnosť vyjadrená v l . s^{-1} . m^{-1} (Q_h^o = hltnosť v l. s^{-1}, s^h = ekvivalentné prevýšenie hladiny zodpovedajúceho stĺpca vody vo vrte nad statickou hladinou (m) odvodené z nameraného tlaku na ústí vrtu so zreteľom na hĺbku statickej hladiny, L = dĺžka skúšaného úseku (etáže) v metroch. Z hodnôt Z' potom odvodzujeme odhad koeficientu filtrácie v zmysle rovnice (6) s dosadením vhodnej hodnoty d. Merné straty, uvádzané v dokumentácii skúšok spravidla vo forme hltnosti Q_h delenej dĺžkou etáže L, t. j.

$$q_x = Q_h^x/L, \tag{24}$$

kde sa Q_h^x udáva v l . min^{-1} a q_x v l . min^{-1} . m^{-1}, treba prepočítať na dosadenie do rovnice (22) podľa vzťahu

$$q_h^o/L = q_x/60\ s_h. \tag{25}$$

V prípadoch, keď sa v skúšanej silne priepustnej etáži nedosiahlo pri vtláčaní merateľné zvýšenie tlaku, pre s_h blížiace sa k nule, by vyšla nemerateľne vysoká hodnota Z'. Opačným extrémom je prípad nemerateľne nízkeho Z' tam, kde sa pri vtláčaní nezaznamenala merateľná strata vody (Q_h sa blíži nule).

Štatistické spracovanie hodnôt Z' pri našej interpretácii údajov vodných tlakových skúšok sa zameriava na stanovenie zmien priemernej priepustnosti horninového masívu so zmenou hĺbky. Ako ukázali naše výskumy, možno priebeh zmien hodnôt Z' s hĺbkou aproximovať spravidla lineárnou závislosťou hodnôt Z' od hĺbky a opísať ho

regresnou rovnicou typu

$$Z' = a_Z - b_Z H, \tag{26}$$

kde H = stredná hĺbka etáže pod povrchom (m). Po prepočte hodnôt Z' na hodnoty Z_k podľa vzťahu (15) možno obdobným spôsobom lineárne aproximovať závislosť $Z_k = f(H)$ regresnou rovnicou typu

$$Z_k = a - bH \tag{27}$$

[v rovniciach (26) a (27) a_Z, a = lokujúce regresné konštanty; b_Z, b = regresné koeficienty (m^{-1})]. Rovnicu lineárnej závislosti logaritmickej transformácie koeficientu filtrácie Z_k od hĺbky možno prepísať do regresnej rovnice exponenciálnej závislosti koeficientu filtrácie k od hĺbky

$$k = k_o \cdot e^{-\alpha H} = k_o \exp(-\alpha H) \tag{28}$$

(e = základ prirodzených logaritmov), kde teoretický koeficient filtrácie v nulovej hĺbke

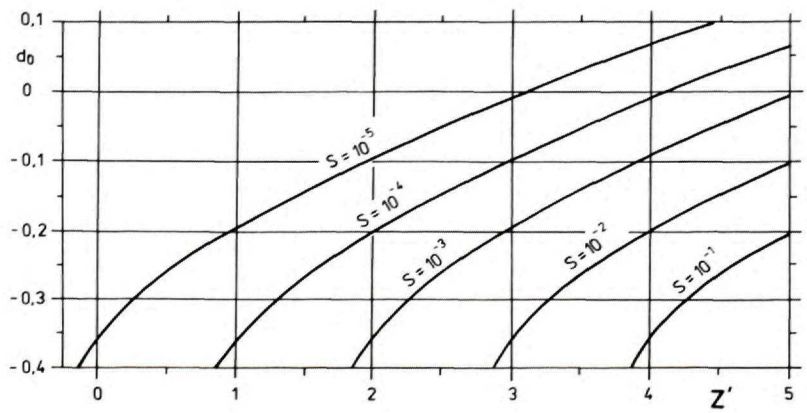
$$k_o = antilog\ (a - 9) = 10^{(a-9)} \qquad (m \cdot s^{-1}) \tag{29}$$

a koeficient poklesu priepustnosti

$$\alpha = -\ln antilog\ (-b) = -\ln 10^{-b}. \tag{30}$$

Obdobným postupom možno prepísať rovnicu typu (26) na rovnicu exponenciálnej závislosti hodnôt k_Z z rovnice (11) od hĺbky H.

V súboroch bez extrémnych nemerateľne vysokých a nemerateľne nízkych hodnôt Z' dospievame k regresným závislostiam spracovaním jednotlivých dvojíc hodnôt (Z'; H). Pri výskyte extrémnych nemerateľných hodnôt nie je takýto spôsob použiteľný, takže potom skúmame koreláciu medzi hodnotami lokálnych mediánov Md (Z') v zvolených hĺbkových intervaloch a strednou hĺbkou týchto intervalov.



Obr. 1 Nomogram na stanovenie optimálneho odhadu základnej prepočtovej diferencie d_0 zo základnej zistenej hodnoty indexu Z' a predpokladanej zásobnosti skúmaného intervalu S pri interpretácii údajov vodných tlakových skúšok

Pri riešení problematiky optimálnej kvantitatívnej interpretácie výsledkov vodných tlakových skúšok na stanovenie priepustnosti (JETEL – RYBÁŘOVÁ, 1985) sme dospeli na základe Jacobovej a Lohmanovej rovnice neustáleného prúdenia s konštantným znížením vo vrte k vyjadreniu závislosti hodnoty základnej prepočtovej diferencie d_o od priepustnosti a zásobnosti skúšaných úsekov. Pre skúšku v trvaní 10 minút vo vrte s priemerom 79 mm a v úseku dlhom 3 m vyjadruje túto závislosť nomogram na obr. 1. V úsekoch v úrovni hladiny prvej zvodne možno predpokladať zásobnosť rádu 10^{-2}, maximálne zrejme okolo $S = 2 \cdot 10^{-1}$. Pre úseky vo väčšej hĺbke pod hladinou prvej zvodne, kde možno predpokladať zásobnosť úsekov dlhých 3 m v rádoch $S = 10^{-4}$ až 10^{-5}, vyjadríme tieto závislosti takto (JETEL, 1985d, 1989d, 1991):

$$pre\ S = 10^{-4} \quad d_o = 2{,}08^{\log z}/1{,}56 - 1{,}00 \tag{31}$$

$$pre\ S = 10^{-5} \quad d_o = 4{,}19^{\log z}/5{,}01 - 0{,}40. \tag{32}$$

Po odvodení rovnice (28) používame na stanovenie prietočnosti T v pripovrchovej zóne v pásme medzi hladinou prvej zvodne a zvolenou spodnou hranicou pásma rovnicu, ktorú sme odvodili (JETEL, 1990)

$$T(h,b) = \frac{k_o}{\alpha}(E^h - E^b), \tag{33}$$

kde k_o a α sú parametre rovnice (28), $E = e^{-\alpha}$, h = hĺbka hladiny prvej zvodne, b = zvolená hĺbka spodnej hranice (výpočtovej bázy) pásma, pre ktoré stanovujeme hodnotu T.

Charakteristiky jednotlivých litostratigrafických členov

Dostupné údaje o hydraulických parametroch pripovrchovej zóny flyšových hornín skúmaného územia umožnili charakterizovať tieto litostratigrafické členy magurského a krosnianskeho flyšu:

Magurský flyš:

a) *bielokarpatská jednotka*:

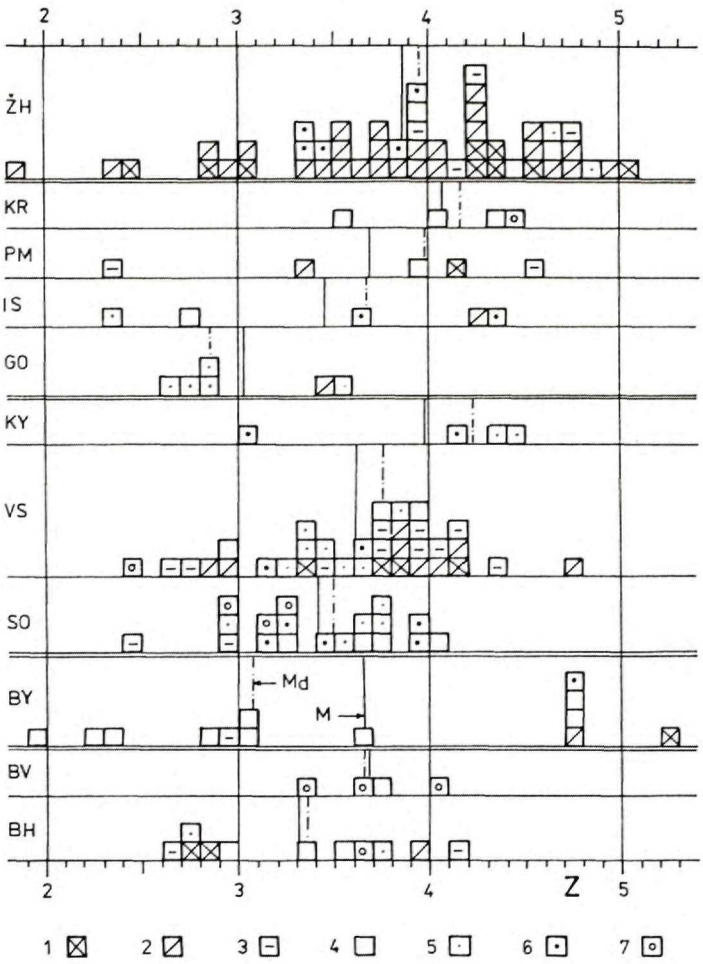
- hlucký, prechodný a kopanický vývoj,
- vlársky vývoj;

b) *bystrická jednotka*:

- bystrické vrstvy zlínskeho súvrstvia;

c) *račianska jednotka*:

- solánske súvrstvie s. l. (spolu s rusavským a hostýnskym súvrstvím),
- vsetínske vrstvy zlínskeho súvrstvia,
- kyčerské vrstvy zlínskeho súvrstvia;



Obr. 2 Histogramy hodnôt indexu priepustnosti Z pre jednotlivé litostratigrafické členy
ŽH — ždánicko-hustopečské súvrstvie, KR — krosnianske súvrstvie, PM — podmenilitové súvrstvie, IS — istebnianske vrstvy, GO — godulské vrstvy, KY — kyčerské vrstvy, VS — vsetínske vrstvy, SO — solánske súvrstvie, BY — bystrické vrstvy, BV — vlársky vývoj bielokarpatskej jednotky, BH — hlucký, prechodný a kopanický vývoj bielokarpatskej jednotky. Litológia (p = pomer hrúbky pieskovcov a zlepencov k celkovej dĺžke skúšaného úseku): 1 - p = 0,0 (ílovce), 2 - p = 0,01 — 0,20 (ílovce s vložkami pieskovcov), 3 - p = 0,21 — 0,40 (striedanie ílovcov s menej zastúpenými pieskovcami), 4 - p = 0,41 — 0,60 (striedanie pieskovcov a ílovcov), 5 - p = 0,61 — 0,80 (striedanie pieskovcov s menej zastúpenými ílovcami), 6 - p = 0,81 — 0,99 (pieskovce s vložkami ílovcov), 7 - p = 1,00 (pieskovce); Md = medián, M = aritmetický priemer

Geologický ústav Dionýza Štúra
INFORMAČNÉ STREDISKO
Bratislava

Tab. 2 Charakteristiky rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti Z a indexu prietočnosti Y v jednotlivých litostratigrafických členoch

	n	Z	Md(Z)	M(Z)	s_Z	Y	Md(Y)	M(Y)	s_Y	Md(H)	M(H)
bielokarpatská jednotka: hlucký, prechodný a kopanický vývoj	11	2,67 — 4,10	3,36	3,51	0,526	3,70 — 5,00	4,43	4,35	0,436	30	30
vlársky vývoj	4	3,33 — 4,09	3,67	3,69	0,316	4,18 — 5,08	4,81	4,72	0,402	22	25
bystrické vrstvy	13	1,93 — 5,26	3,07	3,56	1,162	3,31 — 5,81	4,30	4,72	0,893	30	31
solánske súvrstvie	19	2,48 — 4,02	3,49	3,41	0,430	3,65 — 5,60	4,73	4,61	0,512	40	45
vsetínske vrstvy	35	2,40 — 4,74	3,76	3,62	0,529	3,48 — 5,76	4,85	4,79	0,456	30	31
kyčerské vrstvy	4	3,07 — 4,44	4,23	3,99	0,626	3,98 — 5,26	4,85	4,74	0,551	11	14
godulské vrstvy	6	2,65 — 3,57	2,86	3,03	0,385	4,32 — 5,08	4,53	4,64	0,288	100	90
istebnianske vrstvy	5	2,39 — 4,30	3,68	3,46	0,874	3,90 — 5,95	4,70	4,72	0,844	35	53
podmenilitové súvrstvie	5	2,35 — 4,60	3,99	3,70	0,876	3,78 — 5,42	4,83	4,74	0,691	30	36
krosnianske súvrstvie	4	3,52 — 4,46	4,18	4,08	0,416	4,52 — 5,59	5,05	5,05	0,444	39	32
ždánicko-hustopečské súvrstvie	50	1,82 — 5,07	3,96	3,88	0,719	3,34 — 6,28	5,04	4,97	0,599	23	31

n = počet údajov; Md(Z), Md(Y) = mediány hodnôt Z a Y; M(Z), M(Y) = aritmetické priemery hodnôt Z a Y; s_Z, s_Y = odhady smerodajnej odchýlky základného súboru pre hodnoty Z a Y; Md(H), M(H) = medián a aritmetický priemer hĺbok vrtov

Krosniansky flyš:

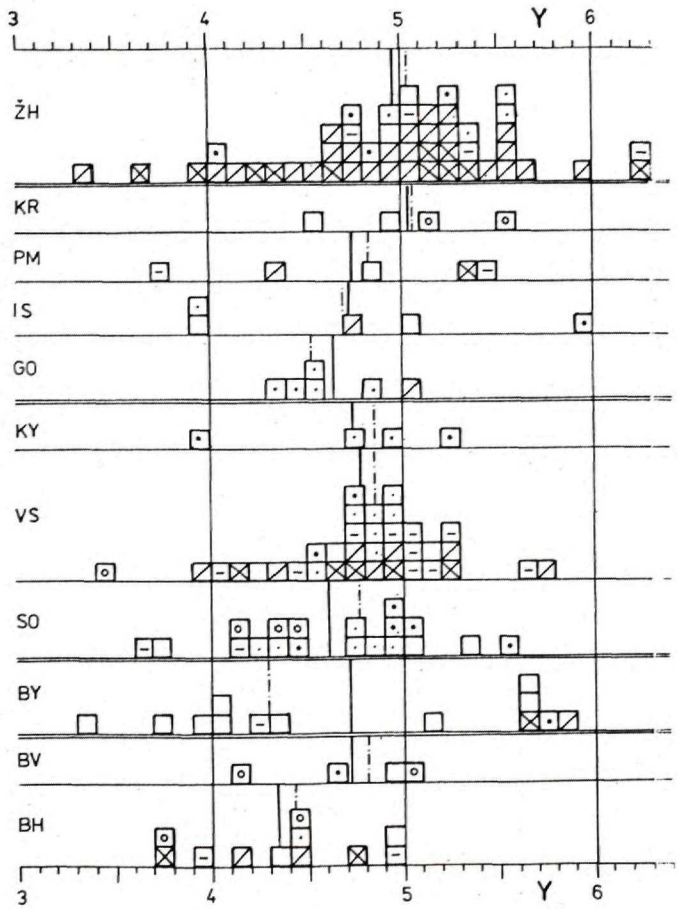
a) *sliezska jednotka*:

- godulské súvrstvie,
- istebnianske vrstvy,
- podmenilitové súvrstvie,
- krosnianske súvrstvie;

b) *ždánická jednotka*:

- podmenilitové súvrstvie,
- ždánicko-hustopečské súvrstvie.

Vzhľadom na malý počet údajov je podmenilitové súvrstvie sliezskej a ždánickej jednotky hodnotené spoločne. Rozdelenie zistených hodnôt indexu priepustnosti Z a



Obr. 3 Histogramy hodnôt indexu prietočnosti Y pre jednotlivé litostratigrafické členy. Vysvetlivky ako na obr. 2

Tab. 3 Rozdelenie odhadov koeficientu filtrácie k v skúmaných súboroch

	n	Koeficient filtrácie k ($m \cdot s^{-1}$)	G(k)	Trieda priepust.
hlucký, prechodný a kopanický vývoj bielokarpatskej jednotky	11	$5{,}0 \cdot 10^{-7} — 1{,}7 \cdot 10^{-5}$	$2{,}6 \cdot 10^{-6}$	Vc
vlársky vývoj bielokarpatskej jednotky	4	$2 \cdot 10^{-6} — 1{,}4 \cdot 10^{-5}$	$5{,}2 \cdot 10^{-6}$	Vb
bystrické vrstvy	13	$8 \cdot 10^{-8} — 3 \cdot 10^{-4}$	$4{,}4 \cdot 10^{-6}$	Vf
solánske súvrstvie	19	$4 \cdot 10^{-7} — 2 \cdot 10^{-5}$	$3{,}7 \cdot 10^{-6}$	Vc
vsetínske vrstvy	35	$3 \cdot 10^{-7} — 8 \cdot 10^{-5}$	$5{,}4 \cdot 10^{-6}$	Vc
kyčerské vrstvy	4	$1{,}3 \cdot 10^{-6} — 4 \cdot 10^{-5}$	$1{,}2 \cdot 10^{-5}$	IVd — Vd
godulské vrstvy	6	$6 \cdot 10^{-7} — 6 \cdot 10^{-6}$	$1{,}5 \cdot 10^{-6}$	Vb — VIb
istebnianske vrstvy	5	$3 \cdot 10^{-7} — 4 \cdot 10^{-5}$	$4{,}1 \cdot 10^{-6}$	Ve
podmenilitové súvrstvie	5	$3 \cdot 10^{-7} — 6 \cdot 10^{-5}$	$6{,}9 \cdot 10^{-6}$	Ve
krosnianske súvrstvie	4	$4 \cdot 10^{-6} — 4 \cdot 10^{-5}$	$1{,}7 \cdot 10^{-5}$	IVc
ždánicko-hustopečské súvrstvie	50	$7 \cdot 10^{-8} — 2 \cdot 10^{-4}$	$1{,}1 \cdot 10^{-5}$	IV — Vd

G(k) = geometrický priemer koeficientu filtrácie
n = počet údajov

indexu prietočnosti Y v pripovrchovej zóne jednotlivých litostratigrafických členov znázorňuje obr. 2 a 3 a tab. 2. Odhady charakteristík rozdelenia koeficientu filtrácie k a koeficientu prietočnosti T odvodené z hodnôt Z a Y uvádza tab. 3 a 4.

Bielokarpatská jednotka

Väčšina hydrogeologických vrtov v bielokarpatskej jednotke je situovaná v území hluckého, prechodného, alebo kopanického vývoja. V území hluckej a prechodnej litofácie zastihli tieto vrty kriedové a paleogénne flyšové vrstvy s prevahou ílovcov nad pieskovcami, v území kopanického vývoja (Stráník et al., 1989) pieskovce jarmutského a pročského súvrstvia. Hodnoty indexu priepustnosti sa tu pohybujú v rozpätí Z = 2,67

Tab. 4 Rozdelenie odhadov koeficientu prietočnosti T v skúmaných súboroch

	n	Koeficient prietočnosti ($m^2 . s^{-1}$)	G(T)	Trieda prietoč.
hlucký, prechodný a kopanický vývoj bielokarpatskej jednotky	11	$5{,}0 . 10^{-6} — 1{,}3 . 10^{-4}$	$2{,}8 . 10^{-5}$	IVc
vlársky vývoj bielokarpatskej jednotky	4	$1{,}5 . 10^{-5} — 1{,}4 . 10^{-4}$	$6{,}3 . 10^{-5}$	IVc
bystrické vrstvy	13	$2 . 10^{-6} — 1{,}0 . 10^{-3}$	$6{,}5 . 10^{-5}$	IVc
solánske súvrstvie	19	$5 . 10^{-6} — 6 . 10^{-4}$	$5{,}9 . 10^{-5}$	IVc
vsetínske vrstvy	35	$3 . 10^{-6} — 8 . 10^{-4}$	$7{,}8 . 10^{-5}$	IVc
kyčerské vrstvy	4	$1{,}1 . 10^{-5} — 2 . 10^{-4}$	$6{,}8 . 10^{-5}$	IVc
godulské vrstvy	6	$3 . 10^{-5} — 1{,}8 . 10^{-4}$	$6{,}3 . 10^{-5}$	IVb
istebnianske vrstvy	5	$1 . 10^{-5} — 1{,}6 . 10^{-3}$	$7{,}4 . 10^{-5}$	IVe
podmenilitové súvrstvie	5	$7 . 10^{-6} — 4 . 10^{-4}$	$7{,}2 . 10^{-5}$	IVd
krosnianske súvrstvie	4	$4 . 10^{-5} — 6 . 10^{-4}$	$1{,}6 . 10^{-4}$	IIIc
ždánicko-hustopečské súvrstvie	50	$2 . 10^{-6} — 3 . 10^{-3}$	$1{,}3 . 10^{-4}$	IIIc — IVc

n = počet údajov, G(T) = geometrický priemer koeficientu prietočnosti

až 4,10 okolo mediánu Md(Z) = 3,36 a aritmetického priemeru M(Z) = 3,31 s odhadom smerodajnej odchýlky základného súboru s_Z = 0,526. Uvedené rozpätie hodnôt Z zodpovedá odhadom koeficientu filtrácie $k = 5 . 10^{-7} - 1{,}7 . 10^{-5}$ m . s^{-1}, hodnote M(Z) zodpovedá odhad geometrického priemeru koeficientu filtrácie $G(k) = 2{,}6 . 10^{-6}$ m . s^{-1}. Prietočnosť charakterizuje rozpätie hodnôt indexu prietočnosti Y = 3,70 – 5,00 s Md(Y) = 4,43, M(Y) = 4,35 a s_Y = 0,436. Tomu zodpovedajú odhady rozpätia koeficientu prietočnosti $T = 5 . 10^{-6} - 1{,}3 . 10^{-4}$ $m^2 . s^{-1}$ a $G(T) = 2{,}8 . 10^{-5}$ $m^2 . s^{-1}$. Zistené hodnoty indexu Z nenaznačujú závislosť priepustnosti od litológie (minimálnu priepustnosť vykázal práve vrt v pieskovcoch kopanického vývoja v z. okolí Púchova).

Ojedinelé vrty v pripovrchovej zóne pieskovcov vlárskeho vývoja (javornické a svodnické súvrstvie; kampán – spodný eocén) vykazujú rozpätie Z = 3,33 – 4,09 s Md(Z) = 3,67 a M(Z) = 3,69. Uvedené hodnoty ležia v hornej polovici rozpätia

zisteného v horninách ostatných vývojov bielokarpatskej jednotky a naznačujú tak možnú vyššiu úroveň priepustnosti vo vlárskej litofácii. Malý počet údajov však nedovoľuje potvrdiť štatistickú významnosť týchto rozdielov. Ten istý záver možno vysloviť aj o prietočnosti, charakterizovanej vo vlárskom vývoji rozpätím Y = 4,18 až 5,08 a hodnotami Md(Y) = 4,81 a M(Y) = 4,72.

Podľa osemstupňovej klasifikácie priepustnosti (JETEL, 1982) zodpovedá priemerná priepustnosť pripovrchovej zóny doposiaľ skúmaných hornín bielokarpatskej jednotky V. triede (dosť slabá priepustnosť), priemernú prietočnosť možno podľa klasifikácie KRÁSNÉHO (1988) označiť ako nízku (IV. trieda).

Obdobne ako v iných litostratigrafických členoch flyšového komplexu, bude aj tu priepustnosť v hlbších úsekoch pod pripovrchovou zónou rádove nižšia. Svedčia o tom napr. výsledky vrtu BVJ-202A v svodnickom súvrství pri Březovej pod Lopeníkom (ŘEZNÍČEK, 1982), kde boli v úseku 44 – 200 m zistené hodnoty Z = 1,26 a Y = 3,30 (RYBÁŘOVÁ, 1987); (odhad priemerného koeficientu filtrácie v skúšanom úseku $k = 2 . 10^{-8}$ m . s^{-1}, t . j. VII. trieda priepustnosti).

Bystrické vrstvy

Bystrické vrstvy zlínskeho súvrstvia predstavujú prevažne pelitické flyšové vrstvy (spodný lutét – vrchný eocén) s charakteristickými cyklami pieskovec – ílovitý vápenec – slieňovec – ílovec. V skúmanom území poskytujú informácie z týchto vrstiev vrty v okolí Štiavnika a Nedašova. Extrémne veľkú variabilitu priepustnosti pripovrchovej zóny bystrických vrstiev charakterizuje mimoriadne vysoká hodnota s_Z = 1,162 pri rozpätí hodnôt Z = 1,93 – 5,26 okolo mediánu Md(Z) = 3,07 a priemeru M(Z) = 3,56. Veľmi vysoká je aj variabilita prietočnosti Y = 3,31 – 5,81, Md(Y) = 4,30, M(Y) = 4,72, s_Y = 0,893. Uvedeným hodnotám približne zodpovedá široké rozpätie koeficientu filtrácie $k = 8 . 10^{-8} – 3 . 10^{-4}$ m . s^{-1} s geometrickým priemerom G(k) = $4,4 . 10^{-6}$ m . s^{-1} a rozpätie hodnôt $T = 2 . 10^{-6}$ m^2 . s^{-1} – $1 . 10^{-3}$ m^2 . s^{-1} s G(T) = $6,5 . 10^{-5}$ m^2 . s^{-1}. Priemerná priepustnosť v skúmaných úsekoch je teda dosť slabá (V. trieda), prietočnosť zodpovedá v priemere IV. triede (nízka prietočnosť).

Predstavu o vertikálnom rozdelení priepustnosti v pripovrchovej zóne bystrických vrstiev prinášajú výsledky vodných tlakových skúšok v 3 vrtoch inžinierskogeologického prieskumu pre hrádzu na Kolelačskom potoku pri Bojkoviciach (HRDÝ, 1961). Vypočítané hodnoty Z' v zmysle rovnice (22) uvádza tab. 5. Zastihnuté vrstvy predstavujú striedanie ílovcov s pieskovcami v polohách 0,5 – 2 m s miernou prevahou ílovcov. V dne údolia možno pozorovať navetranie do hĺbky 18 m (vrt 301J), v svahoch (vrty 302J a 303J) do hĺbok okolo 22 m. Vrty v svahoch zastihli tektonické porušenie – vo vrte 302J v hĺbke 27 – 45 m, vo vrte 303J v celom skúšanom rozsahu 8 až 26 m.

Vo vrte 301J v dne doliny sa prejavuje výrazná závislosť hodnôt Z' z jednotlivých skúšaných etáží od strednej hĺbky etáže H. Po vylúčení extrémnych maxím s nemerateľným tlakom odrážajúcich tektonické porušenie možno túto závislosť s vysokým

koeficientom lineárnej korelácie r = -0,949 vyjadriť regresnou rovnicou

$$Z' = 6{,}43 - 0{,}0627\ H \qquad (34)$$

(H v metroch). Vo vrchných úsekoch (6 – 27 m) vrtu 302J nad porušenou zónou vyjadruje túto závislosť rovnica

$$Z' = 8{,}42 - 0{,}1708\ H \qquad (r = -0{,}939). \qquad (35)$$

Údaje z vrtu 303J nemožno pre silné tektonické porušenie použiť na skúmanie závislosti priepustnosti od hĺbky. V žiadnom z hodnotených vrtov sa neprejavuje závislosť medzi priepustnosťou a litológiou skúšanej etáže. Pre súbor 17 údajov z vrtu 301J a vrchnej časti vrtu 302J vyjadruje závislosť hodnôt Z' od hĺbky H rovnica

$$Z' = 7{,}05 - 0{,}0872\ H \qquad (r = -0{,}880). \qquad (36)$$

Po dosadení odhadov prepočtovej diferencie v rozpätí d_{min} = -0,10 v hĺbke 5 m po d_{max} = 0,04 v hĺbke 40 m, odvodených z nomogramu na obr. 1 a pre hĺbky 35 – 40 m podľa vzorcov (31) a (32), do rovnice (6) získame pre uvedených 17 údajov regresnú závislosť

$$Z_k = 6{,}94 - 0{,}0840\ H, \qquad (37)$$

zodpovedajúcu vzťahu (36). Vzhľadom na vzťah (13) možno rovnicu (37) transformovať do tvaru

$$k = 8{,}77 \cdot 10^{-3} \exp(-0{,}1934\ H), \qquad (38)$$

ktorý formou rovnice typu (28) vyjadruje závislosť priemernej hodnoty koeficientu filtrácie v skúmanom priehradnom profile mimo zóny extrémneho tektonického porušenia od hĺbky pod povrchom.

Na stanovenie priemernej prietočnosti v skúmanom profile mimo zóny extrémneho narušenia použijeme vzorec (33), z ktorého pri hĺbke hladiny prvej zvodne v rozpätí 2 – 20 m a zvolenej výpočtovej hĺbke bázy pripovrchovej zóny b = 70 m vyjde koeficient prietočnosti od $T = 3{,}1 \cdot 10^{-2}\ m^2 \cdot s^{-1}$ pri h = 2 m až po $T = 9{,}5 \cdot 10^{-4}\ m^2 \cdot s^{-1}$ pri h = 20 m. Vydelením odvodených odhadov prietočnosti hrúbkou M = b - h vyjde priemerný koeficient filtrácie uvažovanej zóny v rozpätí od k = $1{,}9 \cdot 10^{-5}\ m \cdot s^{-1}$ (pre h = 20 m) do $k = 4{,}5 \cdot 10^{-4}\ m \cdot s^{-1}$ (pre h = 2 m). Získané odhady koeficientu filtrácie ležia v hornej polovici rozpätia odhadov z odberových skúšok, najpriaznivejšie odhady prietočnosti zodpovedajú maximálnym odhadom z odberových skúšok. Skúmaný profil pri Bojkoviciach vykazuje teda relatívne zvýšenie priemernej priepustnosti oproti regionálnemu priemeru, čo možno vysvetľovať tektonickým porušením (ide o územie v blízkosti čela nasunutia bystrickej jednotky).

Na porovnanie s inými profilmi, kde sa namiesto závislostí bodových hodnôt Z' skúmali závislosti lokálnych mediánov Md(Z') v hĺbkových intervaloch, vypočítali sme pre uvedených 17 údajov z profilu Bojkovice regresnú rovnicu pre mediánové hodnoty

Md(Z') z 5-metrových hĺbkových intervalov (5 – 10 m, 10 – 15 m atď. až po 35 – 40 m)

$$Z' = 7{,}20 - 0{,}0864\ H \qquad (r = -0{,}938). \tag{39}$$

Významne sa nelíši od rovnice (36) vyjadrujúcej závislosti jednotlivých nameraných hodnôt Z'.

Závislosť

$$k(H) = 2{,}24\ .\ 10^{-2} \exp(-0{,}1953\ H), \tag{40}$$

ktorú sme odvodili z mediánov 24 hodnôt z vrtov 302J a 301J v 10-metrových intervaloch (Jetel, 1989c), sa výrazne líši od rovnice (38) vyššou hodnotou k_o, pretože zahŕňa aj extrémne maximá z niektorých porušených úsekov, a nie je preto reprezentatívna pre normálne pomery horninového masívu mimo zóny extrémneho porušenia.

Tab. 5 Hodnoty indexu Z' odvodené z údajov vodných tlakových skúšok na profile Bojkovice

Vrt 301J (dno)		Vrt 302J (svah)	
etáž (m)	Z'	etáž (m)	Z'
8,0 — 9,5	5,89	6 — 7,5	7,20
9,5 — 11	V(>8)	7,5 — 9	V(>8)
11 — 14	V(>8)	9 — 12	6,63
14 — 17	5,46	12 — 15	6,57
17 — 20	5,22	15 — 18	5,29
20 — 23	4,73	18 — 21	4,70
23 — 26	5,00	21 — 24	4,44
26 — 29	4,85	24 — 27	4,44
29 — 32	4,82	27 — 30	5,87
32 — 35	4,52	30 — 33	V(>8)
35 — 38	N(<3)	33 — 36	V(>8)
38 — 41	N(<3)	36 — 39	V(>8)
		39 — 42	6,10
		42 — 45	5,93

V = nemerateľne vysoké hodnoty (bez dosiahnutia pretlaku na ústí)
N = nemerateľne nízke hodnoty (bez meratelnej straty vody)

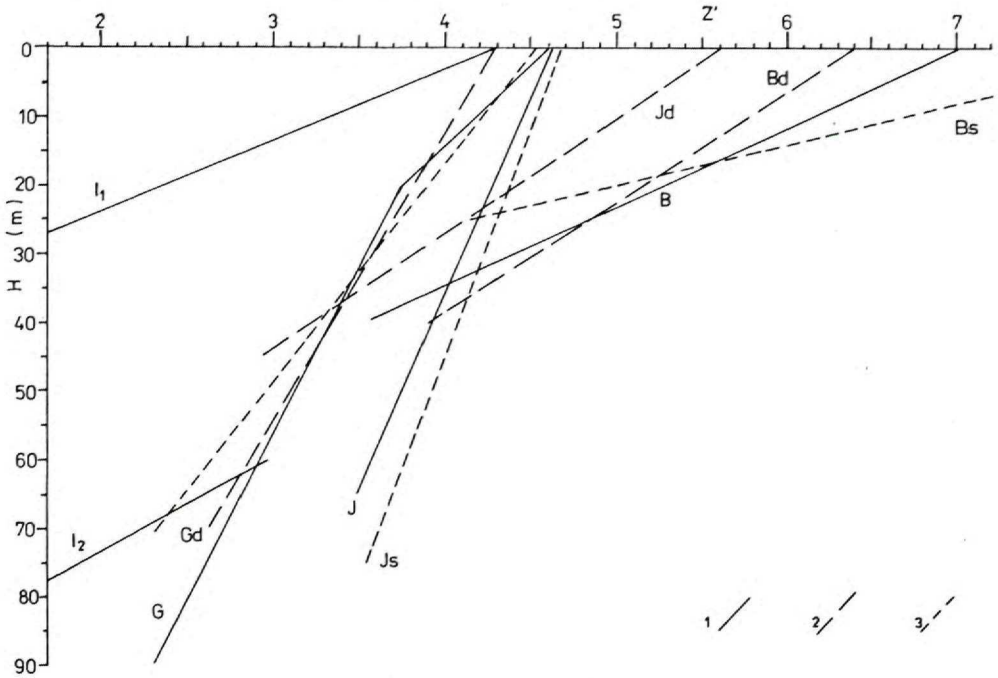
Pozn.: Vo vrte 303J (svah) nebol v žiadnej skúšanej etáži dosiahnutý merateľný pretlak na ústí vrtu (6 — 45 m).

Solánske súvrstvie

Solánske súvrstvie predstavuje prevažne pieskovcovú sekvenciu v spodnom oddiele paleogénu račianskej a bystrickej jednotky. Zodpovedá paleocénu, novšie výskumy mu však prisudzujú sčasti aj vrchnokriedový vek. V tejto sekvencii možno rozlíšiť (Pesl,

1965) dve hlavné litofácie – ílovcovo-pieskovcovú a pieskovcovú až pieskovcovo-zlepencovú. Prvá z nich tvorí typický piesčitý flyš (zlepence a pieskovce s polohami vápnitých ílovcov), pieskovcová fácia má vyšší podiel pieskovcov (základný rytmus zlepenec – pieskovec – prachovec – nevápnitý ílovec). V hostýnskej litofaciálnej zóne pri čele magurského príkrovu sa ílovcovo-pieskovcová fácia vyznačuje organodetritickými pieskovcami a označuje sa ako hostýnske súvrstvie (Pesl et al., 1981); je to stredno- až drobnorytmický flyš s prevahou pieskovcov a zlepencov nad prachovcami a ílovcami. Pieskovcovo-zlepencová fácia sa v hostýnskej zóne označuje ako rusavské súvrstvie (Pesl et al., 1981); predstavuje tu zväčša hrubý až divý flyš s hojnými exotickými valúnmi a blokmi. Vzhľadom na nerovnomernú geologickú preskúmanosť solánskeho súvrstvia s. l. na celej ploche výskytu sme v našom hodnotení zahrnuli údaje z hostýnskeho a rusavského súvrstvia do spoločného súboru solánskeho súvrstvia s. l.

Spracovaný súbor 19 údajov charakterizuje pripovrchovú zónu solánskeho súvrstvia v Chřiboch (11 údajov), Hostýnskych vrchoch, Vsetínskych vrchoch a



Obr. 4 Regresné priamky Z' = f(H), vyjadrujúce závislosť indexu priepustnosti Z' z vodných tlakových skúšok od hĺbky stredu skúšaného intervalu H.
1 — svahy + dná dolín, 2 — dná dolín, 3 — svahy. Profil pri Bojkoviciach (bystrické vrstvy): B — svahy + dno (6 — 41 m), Bd = dno doliny (8 — 41 m), Bs = svahy (6 — 27 m); profily na Juhyni (rusavské a hostýnske súvrstvie = solánske súvrstvie s. l.): J — svahy + dno doliny bez vrtu J-101 (5 — 80 m), Jd — dno doliny (5 — 45 m), Js — svahy (5 — 80 m); profily v godulských vrstvách: G — svahy + dná dolín (0 — 35 m a 0 — 90 m), Gd = dná dolín (0 — 70 m), Gs = svahy (5 — 70 m); profil v istebnianskych vrstvách: I_1 5 — 30 m, I_2 60 — 85 m

Turzovskej vrchovine. Hodnoty indexu priepustnosti ležia v intervale Z = 2,48 – 4,02 okolo mediánu Md(Z) = 3,49 a aritmetického priemeru M(Z) = 3,41 pri pomerne malej hodnote s_Z = 0,430. Zodpovedajú tomu odhady koeficientu filtrácie k = 4 . 10^{-7} – 2 . 10^{-5} m . s^{-1} s odhadom G(k) = 3,7 . 10^{-6} m . s^{-1}. Index prietočnosti sa pohybuje v intervale Y = 3,65 – 5,60 pri Md(Y) = 4,73, M(Z) = 4,61 a s_Y = 0,512; odhady koeficientu prietočnosti ležia v rozpätí T = 5 . 10^{-6} – 6 . 10^{-4} m^2 . s^{-1} okolo priemeru G(T) = 5,9 . 10^{-5} m^2 . s^{-1}. Pripovrchovú zónu solánskeho súvrstvia s. l. možno predbežne klasifikovať ako dosť slabo priepustný kolektor V. triedy a ako zvodnenec IV. triedy s nízkou prietočnosťou. Doterajšie predstavy o priepustnosti hornín solánskeho súvrstvia sú s týmito charakteristikami v určitom rozpore, lebo toto súvrstvie sa pokladalo spravidla za jeden z najlepšie priepustných litostratigrafických členov karpatského flyšu (porov. Jetel et al., 1988).

Priaznivejšiu charakteristiku poskytuje interpretácia údajov vodných tlakových skúšok na dvoch projektovaných priehradných profiloch – Rajnochovice-1 a Rajnochovice-3 (Košovy) v doline Juhyne v Hostýnskych vrchoch. Podkladom nášho hodnotenia boli údaje zo 6 vrtov v rusavskom a hostýnskom súvrství, ktorých dokumentáciu uvádza Papoušek (1969) a Woznica (1976). Interpretáciou údajov z dokumentácie týchto vrtov sme získali obraz o hĺbkovom rozdelení hodnôt Z', vyjadrený vyčíslením mediánových hodnôt v 10-metrových hĺbkových úsekoch (tab. 6). Regresné závislosti Z' = f(H) odvodené z lokálnych mediánov a tomu zodpovedajúcu regresnú exponenciálnu závislosť hodnôt k_Z z rovnice (11) od hĺbky vyjadrujú tieto rovnice (obr. 4):

– svahy:

$$Z' = 4{,}69 - 0{,}0151\ H \qquad (r = -0{,}957) \tag{41}$$

$$k_Z = 4{,}92 \cdot 10^{-5} \exp(-0{,}03454\ H) \tag{42}$$

– dno doliny:

$$Z' = 5{,}64 - 0{,}0600\ H \qquad (r = -0{,}9053) \tag{43}$$

$$k_Z = 4{,}37 \cdot 10^{-4} \exp(-0{,}1382\ H) \tag{44}$$

– spolu (svahy + dno):

$$Z' = 4{,}68 - 0{,}0154\ H \qquad (r = -0{,}925) \tag{45}$$

$$k_Z = 4{,}74 \cdot 10^{-5} \exp(-0{,}03537\ H). \tag{46}$$

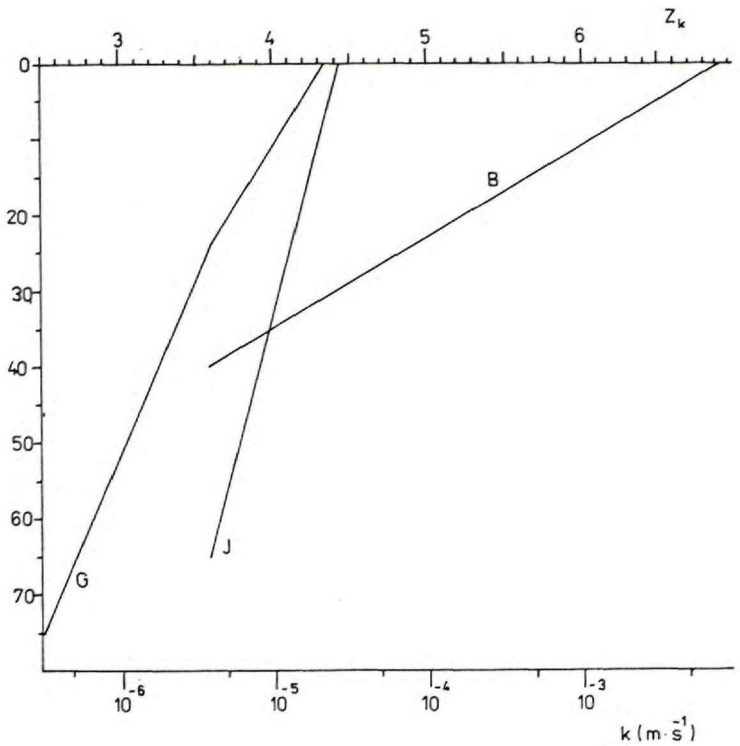
Pomocou nomogramu na obr. 1 a pre hĺbky 35 – 75 m s použitím vzorcov (31) a (32) odvodíme odhady diferencie d_o v rozpätí d_{min} = -0,20 v hĺbke 5 m a d_{max} = 0,05 v hĺbke 75 m. Po ich dosadení do rovnice (6) získame kombináciou s rovnicou (45) hodnoty Z_k; ich závislosť od hĺbky vyjadrí regresná rovnica (obr. 5)

$$Z_k = 4{,}51 - 0{,}0116\ H, \tag{47}$$

ktorú transformujeme do tvaru

$$k = 3{,}21 \cdot 10^{-5} \exp(-0{,}02667\ H). \qquad (48)$$

Ako naznačujú hodnoty v tab. 6, pri celkovom poklese priepustnosti s hĺbkou dochádza k výraznému skoku priemerne v hĺbkach okolo 40 m, a to výraznejšie v dne doliny. Početné lokálne odchýlky (najmä v svahoch) sú podmienené tektonickým porušením, gravitačným rozvoľnením svahov a pod.



Obr. 5 Regresné priamky vyjadrujúce závislosť logaritmickej transformácie Z_k koeficientu filtrácie k od hĺbky.
B = profil pri Bojkoviciach (bystrické vrstvy, svah + dno doliny), J = profily na Juhyni (bez vrtu J-101, rusavské a hostýnske súvrstvie, svahy + dno doliny, 5 — 80 m), G = profily v godulských vrstvách (svahy + dná dolín, 0 — 35 m a 0 — 90 m)

Rovnice (41) – (46) zachycujú výsledky regresnej analýzy, ktorá zahrnula aj údaje vrtu J-101 na pravom brehu profilu Košovy, situovanom v zóne anomálne zvýšenej priepustnosti dosahujúcej do hĺbky okolo 70 m. Po vylúčení týchto anomálnych hodnôt získame opravené stredné hodnoty Md(Z') pre celkový súbor údajov zo svahov aj dna (tab. 6). Pokles priemernej priepustnosti v hĺbke okolo 40 m je pritom ešte markantnejší. Závislosť Z' = f(H) vyjadruje pre tento súbor hodnôt Md(Z') rovnica

Tab. 6 Stredné hodnoty indexu priepustnosti Z' v jednotlivých hĺbkových intervaloch podľa údajov vodných tlakových skúšok na profiloch v doline Juhyne

Hĺbkový interval (m)	Svahy		Dno doliny		Svahy + dno		Svahy + dno *)	
	n	Md(Z')	n	Md(Z')	n	Md(Z')	n	Md(Z')
0 — 10	12	4,8	4	5,1	16	5,1	12	4,7
10 — 20	14	4,4	5	4,8	19	4,4	16	4,4
20 — 30	14	4,2	8	4,2	22	4,2	18	4,1
30 — 40	12	>4,2	5		17	4,2	14	4,1
40 — 50	14	3,9	6	4,2	20	3,7	17	3,4
50 — 60	14	3,8	-		14	3,8	10	3,8
60 — 70	12	3,7	-		12	3,7	9	3,7
70 — 80	3	3,7	-		3	3,7	-	

n = počet údajov; Md = medián

*) po vylúčení údajov z vrtu J-101 na pravom svahu profilu Košovy, ktorý zastihol zónu anomálne zvýšenej priepustnosti dosahujúcej do hĺbky okolo 70 m

$$Z' = 4{,}64 - 0{,}0175\ H \qquad (r = -0{,}862), \tag{49}$$

t. j.

$$k_Z = 4{,}38 \cdot 10^{-5} \exp(-0{,}04030\ H). \tag{50}$$

Po dosadení odhadov prepočtovej diferencie do rovnice (6) v kombinácii s rovnicou (49) získame regresný vzťah

$$Z_k = 4{,}45 - 0{,}0132\ H, \tag{51}$$

t. j.

$$k = 2{,}80 \cdot 10^{-5} \exp(-0{,}03043\ H). \tag{52}$$

Z parametrov rovnice (52) odvodíme podľa vzorca (33) odhady priemernej prietočnosti pripovrchovej zóny medzi hladinou prvej zvodne v hĺbke h a zvolenou výpočtovou bázou v hĺbke b = 90 m:

- pre h = 2 m: $T = 8{,}1 \cdot 10^{-4}\ m^2 \cdot s^{-1}$ (pre hrúbku M = b − h bude priemerný koeficient filtrácie $k = 9{,}2 \cdot 10^{-6}\ m \cdot s^{-1}$),
- pre h = 5 m: $T = 7{,}3 \cdot 10^{-4}\ m^2 \cdot s^{-1}$ ($k = 8{,}6 \cdot 10^{-6}\ m \cdot s^{-1}$);
- pre h = 20 m: $T = 4{,}4 \cdot 10^{-4}\ m^2 \cdot s^{-1}$ ($k = 6{,}3 \cdot 10^{-6}\ m \cdot s^{-1}$).

Na porovnanie s výsledkami interpretácie údajov odberových skúšok aplikujeme kombináciu rovníc (52) a (33) na hĺbku bázy b = 45 m, zodpovedajúcu priemernej hĺbke vyhodnotených hydrogeologických vrtov v solánskom súvrství. Pre hĺbku hladiny v rozpätí 2 až 20 m vyjdú odhady $T = 2{,}7 \cdot 10^{-4} - 6{,}3 \cdot 10^{-4}\ m^2 \cdot s^{-1}$ a $k = 1{,}1 \cdot 10^{-5} -$

$1{,}5 \cdot 10^{-5}$ m . s^{-1}. Odhady T a k z vodných tlakových skúšok v rusavskom a hostýnskom súvrství sú teda blízke najvyšším odhadom z odberových skúšok v solánskom súvrství s. l.: maximálny odhad k z vodných tlakových skúšok je nižší ako maximálny odhad k z odberových skúšok, maximálne odhady prietočnosti T sa v podstate zhodujú. Vzhľadom na hrubozrnný vývoj rusavského súvrstvia a tektonické porušenie profilov na Juhyni možno pokladať výsledky interpretácie vodných tlakových skúšok na týchto profiloch za reálne.

Vsetínske a kyčerské vrstvy zlínskeho súvrstvia

Zlínske súvrstvie račianskej jednotky je v skúmanom území vyvinuté v dvoch flyšových litofáciách, označovaných ako vsetínske vrstvy (s prevahou pelitov) a prevažne psamitické kyčerské vrstvy (Pesl, 1968).

Vsetínske vrstvy (stredný až vrchný eocén) charakterizuje flyšový vývoj s výraznou prevahou pelitov nad pieskovcami v pomere 2 : 1 až 10 : 1, pričom prevažujú vápnité ílovce nad nevápnitými. Typické sú glaukonitické pieskovce v laviciach spravidla 0,5 až 4 m hrubých.

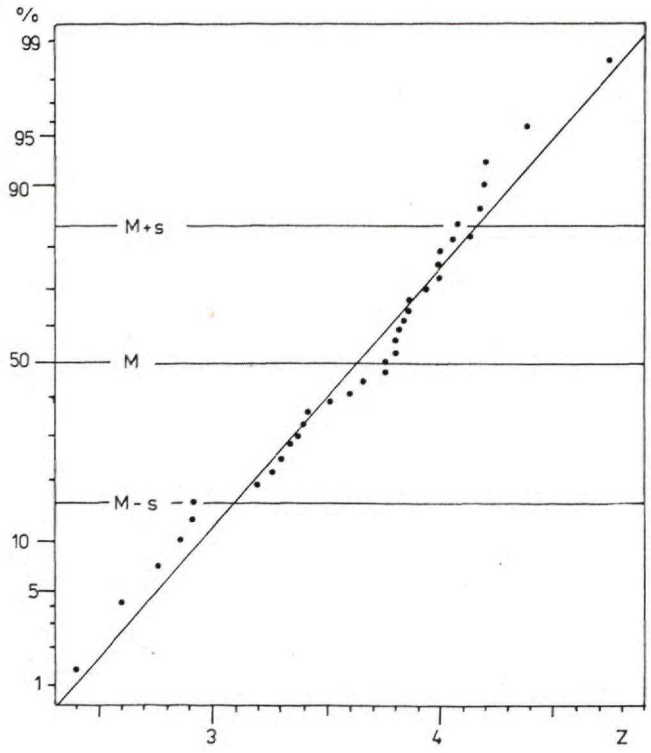
Z hodnoteného súboru údajov z pripovrchovej zóny vsetínskych vrstiev sme pred spracovaním vylúčili údaje z vrtu s extrémnymi minimami (Z = 1,57, Y = 2,57). Ako ukazujú obr. 6 a 7, rozdelenie hodnôt indexu Z a Y v takto upravenom súbore 35 údajov zo vsetínskych vrstiev možno aproximovať normálnym rozdelením (body na kvantilovom grafe vytvárajú čiary blízke priamkam), čo signalizuje jestvovanie lognormálneho rozdelenia hodnôt koeficientu filtrácie k a prietočnosti T (Jetel, 1985a).

Tab. 7 Charakteristiky rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti Z v pripovrchovej zóne vsetínskych vrstiev

p	n	Md(Z)	M(Z)	Z_{min}	Z_{max}
0,00	5	3,86	3,88	3,36	4,20
0,01 — 0,20	7	3,84	3,75	2,86	4,74
0,21 — 0,40	6	3,90	3,60	2,60	4,38
0,41 — 0,60	3	3,76	3,56	2,92	4,00
0,61 — 0,80	7	3,42	3,48	3,26	3,86
0,81 — 1,00	3	3,19	3,06	2,40	3,60

p = pomer hrúbky psamitov v skúšanom otvorenom úseku pod statickou hladinou k celkovej dĺžke tohto úseku; n = počet údajov; Md(Z), M(Z) = medián a aritmetický priemer hodnôt Z

V skúšaných úsekoch vrtov boli otvorené vrstvy s rôznym pomerom pieskovcov a ílovcov. Na objasnenie vzťahu medzi litológiou hornín a ich priemernou priepustnosťou boli údaje z vrtov roztriedené podľa pomeru hrúbky psamitov v skúšanom úseku vrtu (pod statickou hladinou) a celkovej dĺžky tohto úseku. Charakteristiky rozdelenia hodnôt Z a Y v čiastkových súboroch vymedzených podľa hodnôt uvedeného po-

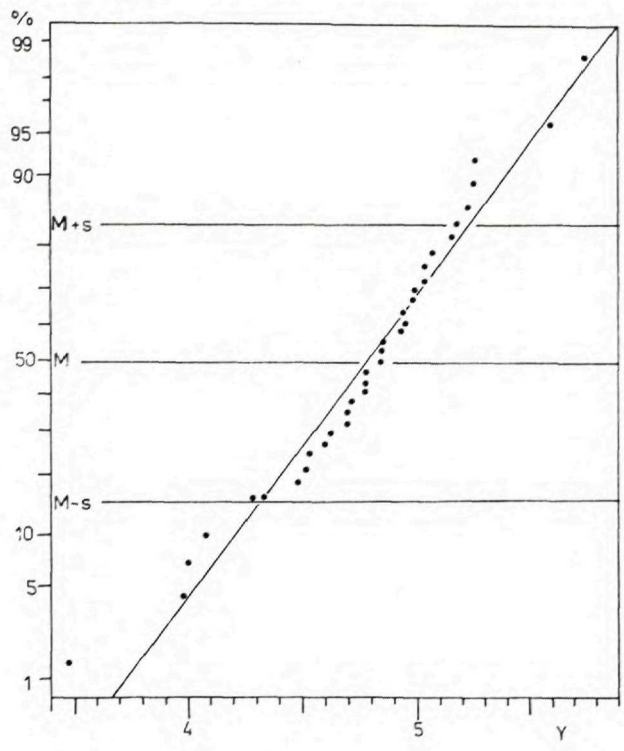


Obr. 6 Kvantilový graf indexu priepustnosti Z pre vsetínske vrstvy. Na zvislej osi — kumulatívne relatívne početnosti
M ± aritmetický priemer, s = odhad smerodajnej odchýlky základného súboru

meru p (hrúbka psamitov: dĺžka úseku) v tab. 7 a histogramy týchto hodnôt na obr. 2 a 3 ukazujú, že sa neprejavuje očakávaný rast hodnôt Z a Y so zväčšujúcim sa podielom pieskovcov; minimálna hodnota Z bola dokonca zistená vo vrte v pieskovcoch bez ílovcov (p = 1,0) a naopak – maximum Z charakterizuje vrt s nepatrným podielom pieskovcov (p = 0,05). Na potvrdenie nezávislosti priemernej priepustnosti skúšaných úsekov od litológie sme podrobili údaje o hodnotách Z a p korelačnej analýze. Jej výsledky nielenže nepotvrdili zväčšovanie priepustnosti s rastom podielu pieskovcov, ale naopak, ukázali na prekvapujúcu existenciu štatisticky významnej opačnej závislosti – poklesu priemernej priepustnosti s rastúcim podielom pieskovcov (zistený výberový koeficient korelácie r = -0,435 sa pri danom počte údajov štatisticky významne líši od nulovej hodnoty na hladine významnosti 5 %). Keďže podiel p predstavuje percentovú charakteristiku, je vhodnejšie (Krumbein, 1957) transformovať ho pre štatistické spracovanie na veličinu

$$c = \arcsin \sqrt{p} \quad (\textit{Barlett}, 1947) \tag{53}$$

Na potvrdenie zisteného paradoxu sme podrobili korelačnému rozboru aj vzťah medzi



Obr. 7 Kvantilový graf indexu prietočnosti Y pre vsetínske vrstvy. Vysvetlivky ako na obr. 6

hodnotami Z a c; záporná štatisticky signifikantná regresná závislosť sa však potvrdila aj v tomto prípade. K diskusii o týchto poznatkoch sa vrátime v ďalšej časti práce.

Priepustnosť pripovrchovej zóny vsetínskych vrstiev v upravenom súbore 35 údajov charakterizujú hodnoty indexu priepustnosti Z = 2,40 – 4,74 s mediánom Md(Z) = 3,76, aritmetickým priemerom M(Z) = 3,62 a odhadom smerodajnej odchýlky v základnom súbore s_Z = 0,529. S použitím odhadov prepočtovej diferencie podľa vzťahu (10) zodpovedá uvedeným charakteristikám rozpätie odhadov koeficientu filtrácie k = 3 . 10^{-7} – 8 . 10^{-5} m . s^{-1}, aritmetickému priemeru M(Z) zodpovedá odhad geometrického priemeru koeficientu filtrácie G(k) = 5,4 . 10^{-6} m . s^{-1}. Pripovrchovú zónu vsetínskych vrstiev možno teda klasifikovať ako slabo priepustný kolektor V. triedy, dosť nehomogénny (so zväčšenou variabilitou priepustnosti – Vc).

Index prietočnosti skúmaných úsekov leží v rozpätí Y = 3,38 – 5,76 okolo Md(Y) = 4,85 a M(Y) = 4,79 pri s_Y = 0,456. Zodpovedajú tomu odhady koeficientu prietočnosti T = 3 . 10^{-6} – 8 . 10^{-4} m^2 . s^{-1} s G(T) = 7,8 . 10^{-5} m^2 . s^{-1}. Priemerná prietočnosť kvalifikuje pripovrchovú zónu vsetínskych vrstiev ako dosť nehomogénny zvodnenec s nízkou, dosť variabilnou prietočnosťou (trieda IVc). Podľa klasifikácie Krásného (1986) naznačuje zistená úroveň prietočnosti možnosť využitia podzemnej

vody menšími odbermi na miestne zásobovanie (na úrovni jednotlivých hospodárskych objektov alebo ich malých skupín).

Vzhľadom na lognormálne rozdelenie hodnôt koeficientov filtrácie a prietočnosti použijeme na výpočet štatisticky najvýstižnejších stredných hodnôt týchto koeficientov postup s využitím Aitchisonovej a Brownovej funkcie ψ. Interpoláciou v tab. 16 (JETEL, 1985a) zistíme pre $s_{\log k} \doteq s_Z$ hodnotu $\psi = 2{,}02$ a pre $s_{\log T} \doteq s_Y$ hodnotu $\psi = 1{,}69$. Po dosadení do rovnice (19) získame hodnoty najvýstižnejších priemerov $E(k) = 1{,}1 \cdot 10^{-5}$ m . s^{-1} a $E(T) = 1{,}3 \cdot 10^{-4}$ m^2 . s^{-1}.

Extrémne nízke hodnoty indexov Z a Y, ktoré sme vylúčili zo skúmaného súboru údajov o vsetínskych vrstvách, charakterizujú úsek so striedajúcimi sa ílovcami a pieskovcami vo vrte HV-1 v rekreačnom stredisku Královec (obec Valašské Klobouky). Výsledky vrtu hlbokého 50 m názorne potvrdzujú naše predstavy o funkcii pripovrchovej zóny vo flyšových terénoch (JETEL, 1985c, 1990). Na rozdiel od prevažnej väčšiny ostatných vrtov vo vsetínskych vrstvách je tento vrt situovaný vo vysokej polohe v blízkosti horského vrcholu.

Čerpacia skúška (PLASGURA, 1971) zastihla bezzrážkové obdobie, keď tu následkom výhradne vodiacej funkcie pripovrchovej zóny v danej morfologickej pozícii hladina prvej zvodne klesla do hĺbky 25 m pod povrchom terénu. Pre prúdenie podzemnej vody zostala k dispozícii iba najhlbšia časť pripovrchovej zóny, ktorá má však vzhľadom na exponenciálny pokles priepustnosti s hĺbkou (JETEL, 1990) už iba veľmi nízku priepustnosť. Pri väčšom znížení hladiny sa potom v okolí vrtu odvodní aj táto najhlbšia časť pripovrchovej zóny a voda do vrtu vstupuje iba zo zriedkavých puklín prechodnej zóny. Aj keď sa hladina počas čerpania znížila až do hĺbky 41 – 49 m (takmer až do dna vrtu), pri čerpaní sa prejavoval iba nepatrný prítok okolo 0,010 l . s^{-1}, pričom v skúšanom úseku pod úrovňou statickej hladiny dlhom 23 m bolo otvorených 8 m pieskovcov (p = 0,35). Tento príklad je veľmi poučný pre pochopenie špecifických čŕt hydrogeológie flyšových území a hydrogeologických masívov.

Rozbor pomerov čerpacej skúšky vo vrte HV-1 potvrdil, že sme celkom oprávnene vylúčili údaje tohto vrtu zo skúmaného súboru údajov o pripovrchovej zóne vsetínskych vrstiev. Niekoľko podobných údajov sme vylúčili aj pri skúmaní ostatných členov flyšu.

Kyčerské vrstvy (PESL, 1968) predstavujú prevažne psamitickú vrchnoeocénnu litofáciu zlínskeho súvrstvia jv. pásma račianskej jednotky na sz. Slovensku a v. Morave. Drobové pieskovce tu prevažujú v pomere 2 : 1 až 3 : 1 nad vápnitými i nevápnitými ílovcami vystupujúcimi zväčša v polohách niekoľko decimetrov hrubých. Na rozdiel od vsetínskych vrstiev sú tu hydrogeologické vrty zriedkavé. Vrty hlboké 5 až 30 m v okolí Zborova nad Bystricou a Lúk pod Makytou vykazujú hodnoty indexu priepustnosti Z = 3,07 – 4,44 s Md(Z) = 4,23, M(Z) = 3,99 a s_Z = 0,626. Aj keď sú tu stredné hodnoty indexu Z vyššie ako vo vsetínskych vrstvách, nemožno zatiaľ tento rozdiel pre malý počet údajov z kyčerských vrstiev pokladať za signifikantný. Úroveň prietočnosti v skúšaných úsekoch uvedených vrtov [Y = 3,98 – 5,25, Md(Y) = 4,85, M(Y) = 4,75 pri s_Y = 0,551] sa nelíši od úrovne prietočnosti pripovrchovej zóny vo vsetínskych vrstvách. Skutočná priemerná prietočnosť celej pripovrchovej zóny kyčerských vrstiev by však mohla byť oproti vsetínskym vrstvám vyššia, lebo na rozdiel

od vsetínskych vrstiev vrty v kyčerských vrstvách zachytili iba najvyššiu časť pripovrchovej zóny.

Godulské súvrstvie

Godulské súvrstvie (spodný turón – santón) je s výnimkou bazálnych pestrých godulských vrstiev a lokálne vyvinutého ostravického pieskovca pri báze súvrstvia budované godulskými vrstvami s. s. – flyšovým striedaním glaukonitických drobových pieskovcov s prachovcami a ílovcami. Podaná súhrnná charakteristika sa týka godulských vrstiev s. s. Informáciu o hydraulických parametroch godulských vrstiev poskytli odberové skúšky v ojedinelých hydrogeologických vrtoch a početné vodné tlakové skúšky.Prevažná väčšina údajov odberových skúšok pochádza zo 100 m hlbokých vrtov v doline Lomnej (Hrouzková, 1988).

Priepustnosť skúmaných úsekov godulských vrstiev charakterizujú hodnoty indexu priepustnosti Z = 2,65 – 3,57 s mediánom Md(Z) = 2,86, priemerom M(Z) = 3,03 a hodnotou s_Z = 0,385. Index prietočnosti sa pohybuje v intervale Y = 4,32 – 5,08 okolo Md(Y) = 4,53 a M(Y) = 4,64 pri pomerne nízkom s_Y = 0,288. Uvedeným hodnotám zodpovedajú odhady $k = 6 . 10^{-7} – 6 . 10^{-6}$ m . s^{-1} s $G(k) = 1,5 . 10^{-6}$ m . s^{-1} a $T = 3 . 10^{-5} – 1,8 . 10^{-4}$ m^2 . s^{-1} s $G(T) = 6,3 . 10^{-5}$ m^2 . s^{-1}. Ide teda o zvodnenie IV. triedy s nízkou a málo variabilnou prietočnosťou (IVb) v dosť slabo až slabo priepustných kolektoroch V. – VI. triedy s malou variabilitou priepustnosti (Vb – VIb).

Údaje jediného plytkého vrtu v Ostravici (Y = 5,40, Z = 4,62) naznačujú, že podstatne priaznivejšiu priepustnosť i prietočnosť ako godulské vrstvy s. s. by mohol mať ostravický pieskovec pri báze súvrstvia. O pestrých godulských vrstvách chýbajú informácie.

Veľmi nehomogénne údaje o priepustnosti a prietočnosti pripovrchovej zóny starších členov sliezskej jednotky uvádza Jetel et al. (1988).

Zhodnotenie hĺbkových zmien priepustnosti v pripovrchovej zóne godulských vrstiev vychádza z údajov vodných tlakových skúšok na projektovaných priehradných profiloch Šance v doline Ostravice, Morávka v doline Morávky a Horní Lomná v doline Lomnej. Ich dokumentáciu uvádza Kleček (1958), Verfel (1959a, b) a Pivovarčiová (1972). Podrobné spracovanie týchto údajov na stanovenie hĺbkových zmien priepustnosti do hĺbok 90 – 100 m podali Jetel a Rybářová (1975). Prehľad hlavných poznatkov tohto spracovania publikovali Jetel a Rybářová (1983), niektoré výsledky uviedol Jetel (1985c) a Jetel et al. (1988). V predkladanom zhodnotení prezentujeme nové, podstatne spresnené kvantitatívne vyjadrenie sledovaných zákonitostí v súlade s vývojom metodiky vyhodnotenia týchto skúšok v posledných rokoch.

Nezávislosť priemernej priepustnosti od vzájomného pomeru zastúpenia pieskovcov a ílovcov ukázali aj výsledky vyhodnotenia vodných tlakových skúšok v godulských vrstvách (Jetel – Rybářová, 1975), čo dovoľuje pokladať skúmaný horninový masív z hľadiska hydraulického efektu litológie v prvom priblížení za homogénny napriek jeho výraznej litologickej nehomogenite. Rozdiely v priepustnosti sú z prevažnej časti funkciou hĺbky pod povrchom, morfologickej pozície a tektonického

narušenia. Významne sa líši variabilita priepustnosti v svahoch a dnách dolín. Značne výraznejšie je kolísanie priepustnosti v svahoch až do hĺbok okolo 50 m, do hĺbky sa rozdiely vo variabilite medzi svahmi a dnami zmenšujú. Možno to vysvetľovať účinkom gravitačných pohybov, vyvolávajúcich podstatné, avšak nepravidelné rozvoľnenie horninového masívu v svahoch. Viac-menej pravidelný pokles priepustnosti s hĺbkou možno badať od povrchu až po bázu pripovrchovej zóny – do hĺbok okolo 25 – 40 m, a to v dnách dolín aj v svahoch. Ďalší, avšak už veľmi nepravidelný pokles priemernej priepustnosti sa prejavuje v prechodnej zóne pod pripovrchovou zónou až do hĺbky 90 až 100 m.

Hĺbkové rozdelenie hodnôt Z' stanovených podľa vzorca (22) približuje tab. 8, uvádzajúca mediánové hodnoty Md(Z') v jednotlivých hĺbkových intervaloch. Regresnú závislosť týchto mediánov od hĺbky v dnách dolín vyjadruje pre rozpätie hĺbok 0 až 70 m rovnica

$$Z' = 4{,}31 - 0{,}0240\ H \qquad (r = -0{,}770), \tag{54}$$

t. j.

$$k_z = 2{,}04 \cdot 10^{-5} \exp(-0{,}0553\ H) \tag{55}$$

Na lepšie porovnanie s inými územiami, kde boli k dispozícii iba údaje do hĺbky 40 m, sme vypočítali aj regresnú rovnicu pre údaje z intervalu 0 – 40 m v dnách dolín:

$$Z' = 4{,}75 - 0{,}0462\ H \qquad (r = -0{,}937), \tag{56}$$

t. j.

$$k_Z = 5{,}62 \cdot 10^{-5} \exp(-0{,}1064\ H), \tag{57}$$

ktorá svedčí o skutočnosti, že pokles logaritmu priepustnosti s hĺbkou je v malých hĺbkach rýchlejší a závislosť priepustnosti od hĺbky tesnejšia ako vo väčších hĺbkach.

Obdobne sme odvodili aj regresné rovnice pre údaje zo svahov. Rovnici (54) zodpovedá v svahoch pre hĺbky 5 – 70 m vzťah

$$Z' = 4{,}56 - 0{,}0318\ H \qquad (r = -0{,}920), \tag{58}$$

$$k_Z = 3{,}63 \cdot 10^{-5} \exp(-0{,}0731\ H). \tag{59}$$

Keďže v svahoch sú k dispozícii údaje až do hĺbky 90 m, vyčíslili sme aj rovnicu pre interval 5 – 90 m. Má tvar

$$Z' = 4{,}26 - 0{,}0217\ H \qquad (r = -0{,}848), \tag{60}$$

t. j.

$$k_Z = 1{,}82 \cdot 10^{-5} \exp(-0{,}0499\ H). \tag{61}$$

Rovnica pre úsek 5 – 40 m má pre údaje zo svahov tvar

$$Z' = 4{,}54 - 0{,}0296\ H \qquad (r = -0{,}816). \tag{62}$$

Tab. 8 Rozdelenie hodnôt indexu priepustnosti Z' podľa údajov vodných tlakových skúšok v godulských vrstvách

a) Stredné hodnoty indexu Z' v jednotlivých hĺbkových intervaloch (podľa JETELA a RYBÁŘOVEJ, 1975)

Dná dolín (n = 182)			Svahy (n = 297)			Dná + svahy		
interval (m)	n	Md(Z)	interval (m)	n	Md(Z')	interval (m)	n	Md(Z')
0 — 5	5	4,4	0 — 5	1	(4,2)	0 — 5	6	4,35
5 — 10	22	4,85	5 — 10	25	4,6	5 — 10	47	4,7
10 — 15	17	4,1	10 — 15	26	4,15	10 — 15	43	4,1
15 — 20	20	3,8	15 — 20	22	3,8	15 — 20	42	3,8
20 — 25	18	3,6	20 — 25	20	3,55	20 — 25	38	3,6
25 — 30	16	3,6	25 — 30	19	3,7	25 — 30	35	3,7
30 — 35	18	3,2	30 — 35	20	3,85	30 — 35	38	3,75
35 — 40	18	3,05	35 — 40	22	3,45	35 — 40	40	3,1
40 — 45	12	2,8	40 — 45	19	3,1	40 — 45	31	3,1
45 — 50	11	2,7	45 — 50	19	3,1	45 — 50	30	2,85
50 — 55	6	2,6	50 — 55	20	2,55	50 — 55	26	2,55
55 — 60	6	3,2	55 — 60	16	2,8	55 — 60	22	2,95
60 — 65	5	3,5	60 — 65	7	2,2	60 — 65	12	2,45
65 — 70	6	3,15	65 — 70	21	2,9	65 — 70	27	2,9
70 — 75	1	(2,9)	70 — 75	13	2,9	70 — 75	14	2,9
75 — 80	1	(2,7)	75 — 80	13	2,8	75 — 80	14	2,75
			80 — 85	7	3,1	80 — 85	7	3,1
			85 — 90	4	2,4	85 — 90	4	2,4
			90 — 95	2	N	90 — 95	2	N
			95 — 100	1	N	95 — 100	1	N

n = počet údajov; N = nemerateľne nízka priepustnosť; Md = medián

b) Stredné hodnoty indexu Z' a odhadov koeficientu filtrácie k vo vymedzených "kvázihomogénnych" hĺbkových pásmach

Hĺbkové pásmo (m)	n	Md(Z')	M(Z')*	s_Z*	Odhad d	Odhad $M(Z_k)$	Odhad G(k) ($m.s^{-1}$)
0 — 10	53	4,6	4,70	0,70	-0,20	4,50	$3,2 . 10^{-5}$
10 — 20	84	3,9	3,88	0,88	-0,12	3,76	$5,8 . 10^{-6}$
20 — 35	111	3,6	3,46	0,97	-0,05	3,41	$2,6 . 10^{-6}$
35 — 90	227	2,9	2,90	0,88	-0,01	2,89	$7,8 . 10^{-6}$
0 — 35	248	3,9	3,87	-	-0,12	3,75	$5,6 . 10^{-6}$

* stanovené graficky z vyrovnanej čiary početnosti (JETEL — RYBÁŘOVÁ, 1975); Md = medián, M = aritmetický priemer, G = geometrický priemer

Porovnanie rovníc (60) a (58) s rovnicou (62) naznačuje, že rýchlosť poklesu logaritmu priemernej priepustnosti do hĺbky zrejme klesá, takže kvantitatívne vyjadrenie aproximácie vzťahu Z' = f(H) lineárnou rovnicou vedie k čiastočne odlišným výsledkom v závislosti od intervalu hĺbok, pre ktorý počítame vyrovnanú regresnú priamku. Závislosť parametra Z alebo log k od hĺbky nie je teda v skutočnosti celkom lineárna.

Keďže sa regresné rovnice odvodené pre rovnaké hĺbkové intervaly v svahoch a v dnách dolín výrazne nelíšia, boli údaje zo svahov aj z dien dolín spojené do spoločného súboru, pre ktorý sme vypočítali tieto regresné rovnice (obr. 4):

– pre interval 0 – 40 m

$$Z' = 4{,}60 - 0{,}0355\ H \qquad (r = -0{,}886), \tag{63}$$

t. j.

$$k_Z = 3{,}98\ .\ 10^{-5} \exp\ (-0{,}0817\ H); \tag{64}$$

– pre interval 0 – 70 m

$$Z' = 4{,}43 - 0{,}0306\ H \qquad (r = -0{,}894), \tag{65}$$

t. j.

$$k_Z = 2{,}69\ .\ 10^{-5} \exp\ (-0{,}0704\ H); \tag{66}$$

– pre interval 0 – 90 m

$$Z' = 4{,}18 - 0{,}0208\ H \qquad (r = -0{,}836), \tag{67}$$

t. j.

$$k_Z = 1{,}51\ .\ 10^{-5} \exp\ (-0{,}0479\ H) \tag{68}$$

Podľa nomogramu na obr. 1 a vzorcov (31) a (32) vo väčších hĺbkach sme odvodili odhady prepočtových diferencií pre jednotlivé hĺbky a z hodnôt Z' vychádzajúcich z rovnice (67) sme odvodili príslušné odhady Z_k. Regresnú závislosť takto odvodených hodnôt Z_k od hĺbky H vyjadruje rovnica (obr. 5).

$$Z_k = 4{,}09 - 0{,}01990\ H, \tag{69}$$

ktorú podľa vzorcov (28) – (30) transformujeme do priameho vyjadrenia exponenciálnej závislosti koeficientu filtrácie k od hĺbky H

$$k = 1{,}219\ .\ 10^{-5} \exp\ (-0{,}4582\ H). \tag{70}$$

Táto rovnica je zovšeobecneným vyjadrením zmien priemerného koeficientu filtrácie s hĺbkou pre súbor údajov z godulských vrstiev v rozpätí hĺbok 0 – 90 m.

Oproti prezentovanému kvantitatívnemu opisu hydraulických vlastností horninového masívu godulských vrstiev, ktorý vychádza z modelu kontinuálne sa

meniacej priemernej priepustnosti s hĺbkou, možno tento opis modifikovať aj podľa modelu so segmentovo-kontinuálnym vnútorným členením (porov. JETEL, 1985a). Ako ukázali predchádzajúce analýzy údajov z godulských vrstiev (JETEL – RYBÁŘOVÁ, 1983; JETEL, 1985c), rozdelenie hodnôt indexu Z' v určitých hĺbkových pásmach sa veľmi dobre zhoduje s modelom normálneho rozdelenia, čo ukazuje na možnosť log-normálnej aproximácie rozdelenia priepustnosti v týchto pásmach. Skutočné hĺbkové rozdelenie priemerných pripustností preto možno aproximovať tiež modelom tvoreným niekoľkými štatisticky kvázihomogénnymi "vrstvami", zodpovedajúcimi vymedzeným hĺbkovým pásmam. Každé z týchto pásiem ("vrstiev") je charakterizované vlastným lognormálne rozdeleným súborom hodnôt priepustnosti (resp. normálne rozdeleným súborom hodnôt Z_k alebo Z'). Požiadavkám štatistickej kvázihomogenity a vlastného normálneho rozdelenia hodnôt Z' vnútri daného pásma najlepšie vyhovuje členenie na pásma 0 – 10 m, 10 – 20 m, 20 – 35 m a 35 – 90 m (JETEL – RYBÁŘOVÁ, 1983; JETEL, 1985c). Vymedzenie dvoch spodných pásiem odráža výraznú zmenu v hĺbkovej distribúcii priemerných priepustností zhruba okolo hĺbky 35 m, ktorú možno pokladať za priemernú hĺbku spodnej hranice pripovrchovej zóny s. s. Charakteristiky štatistickej distribúcie hodnôt Z' vnútri takto vymedzených pásiem (kvázihomogénnych "vrstiev") podáva tab. 8. Pre celú pripovrchovú zónu s. s. v intervale 0 – 35 m (248 údajov) vychádza medián Md (Z') = 3,9 a aritmetický priemer M(Z) = 3,87, čomu zodpovedá odhad geometrického priemeru koeficientu filtrácie G(k) = $5{,}6 \cdot 10^{-6}$ m . s^{-1} (pri d = -0,12).

Ak porovnáme skutočne zistené hodnoty charakteristík rozdelenia hodnôt Z' a Z_k v stredoch vymedzených hĺbkových pásiem s hodnotami, ktoré by pre tieto hĺbky vyšli z rovníc (67) a (69), je nápadný značný rozdiel medzi hodnotou M(Z') = 4,70 pre pásmo 0 – 10 m a odhadom Z' = 4,08 pre hĺbku 5 m podľa rovnice (67) linearizujúcej závislosť Z' = f(H) pre interval 0 – 90 m. V ostatných pásmach je už zhoda vyhovujúca. Z tohto porovnania vyplýva, že vzhľadom na podstatne vyššiu rýchlosť hĺbkových zmien priepustnosti v malých hĺbkach treba na optimálny opis skutočného priebehu zmien priepustnosti s hĺbkou namiesto jedinej rovnice (67) pre celý rozsah hĺbok použiť kombináciu dvoch regresných rovníc. Prognóza sa tak lepšie prispôsobí vyššej rýchlosti hĺbkových zmien priepustnosti v malých hĺbkach. Porovnávaním jednotlivých rovníc z rôznych rozsahov hĺbok sme dospeli k záveru, že najvhodnejšiu aproximáciu skutočného priebehu poskytne kombinácia rovnice (67), ktorá spriemerúva priebehy v celom rozsahu hĺbok 0 – 90 m, s rovnicou vyjadrujúcou rýchlejšie vertikálne zmeny priepustnosti pri povrchu terénu, ktorú sme odvodili z údajov v rozpätí hĺbok 0 – 30 m v tvare

$$Z' = 4{,}63 - 0{,}03914\ H \qquad (r = -0{,}862). \tag{71}$$

Po prevedení hodnôt Z' z tejto rovnice na odhady Z_k dospejeme ku vzťahu

$$Z_k = 4{,}35 - 0{,}03160\ H, \tag{72}$$

t. j.

$$k = 2{,}263 \cdot 10^{-5} \exp(-0{,}07276\ H). \tag{73}$$

Rovnice (72) a (73) vyrovnávajú empirickú závislosť koeficientu filtrácie od hĺbky v rozsahu 0 – 30 m. Grafy závislosti (69) a (72) sa pretínajú približne v hĺbke 25 m. Na optimálnu prognózu očakávaných priemerných priepustností odporúčame, preto použiť v hĺbkach menších ako 25 m rovnicu (72), resp. (73) a vo väčších hĺbkach rovnice (69) a (70).

Priemernú prietočnosť pripovrchových partií (pripovrchovej a prechodnej zóny) v godulských vrstvách vyjadríme v závislosti od hĺbky prvej zvodne h pre hĺbku bázy uvažovaného pásma b = 90 m ako súčet čiastkovej prietočnosti T_1, ktorú vypočítame dosadením parametrov rovnice (73) do vzorca (33) pre b = 25 m, a čiastkovej prietočnosti T_2, ktorá vychádza po dosadení parametrov rovnice (70) do vzorca (33) pre h = 25 m a b = 90 m. Pre hĺbku hladiny h = 2 m vyjde $T_1 = 2{,}18 \cdot 10^{-4}$ $m_2 \cdot s^{-1}$; hodnota T_2 vyjde potom ako $8{,}03 \cdot 10^{-5}$ $m^2 \cdot s^{-1}$. Prietočnosť horninového masívu v pásme 2 – 90 m tu teda možno odhadnúť na $T = T_1 + T_2 = 2{,}99 \cdot 10^{-4}$ $m^2 \cdot s^{-1}$. Obdobne vyjde

pre h = 5 m $T = 2{,}46 \cdot 10^{-4}$ $m^2 \cdot s^{-1}$,
pre h = 10 m $T = 1{,}80 \cdot 10^{-4}$ $m^2 \cdot s^{-1}$,
pre h = 20 m $T = 1{,}02 \cdot 10^{-4}$ $m^2 \cdot s^{-1}$,
pre h = 25 m $T = 8{,}03 \cdot 10^{-5}$ $m^2 \cdot s^{-1}$.

Priemerné koeficienty filtrácie k, vzťahujúce sa na celý interval M = b – h, vyjdú potom v rozpätí od $k = 1{,}24 \cdot 10^{-6}$ $m \cdot s^{-1}$ pre h = 25 m až po $k = 3{,}4 \cdot 10^{-6}$ $m \cdot s^{-1}$ pri h = 2 m.

Pre pripovrchovú zónu v užšom zmysle, vymedzenú naspodu hranicou H = 35 m ako priemernou hĺbkou výrazných zmien priebehu poklesu priepustnosti s hĺbkou, odvodíme podobným postupom odhady prietočnosti v rozpätí od $T = 2{,}5 \cdot 10^{-4}$ $m^2 \cdot s^{-1}$ pri h = 2 m do $5{,}3 \cdot 10^{-5}$ $m^2 \cdot s^{-1}$ pri h = 20 m. Priemerný koeficient filtrácie vyjde potom v rozpätí $k = 3{,}5 \cdot 10^{-6}$ $m \cdot s^{-1}$ (h = 20 m) až $7{,}5 \cdot 10^{-6}$ $m \cdot s^{-1}$ (h = 2 m).

Ako vyplýva zo zákonitostí priestorovej neuniformity prietočnosti pripovrchovej zóny v hydrogeologických masívoch (Jetel, 1990), budú hodnoty T zodpovedajúce malým hĺbkam hladiny (okolo 1 – 3 m) charakteristickými hodnotami kategórie dnovej prietočnosti T_v, kým hodnoty T zodpovedajúce väčším hĺbkam hladiny h budú hodnotami kategórie svahovej prietočnosti T_s.

Z porovnania výsledkov interpretácie vodných tlakových skúšok s odhadmi odvodenými z údajov odberových skúšok v godulských vrstvách vyplýva, že koeficienty filtrácie podľa vodných tlakových skúšok ležia vnútri strednej a vrchnej časti intervalu odhadov k z odberových skúšok. Odhady prietočnosti T z vodných tlakových skúšok ležia vo vrchnej polovici odhadov T podľa odberových skúšok, alebo sú vyššie. Zistené hodnoty T a k teda možno pokladať za reálne.

Podľa vyhodnotenia údajov vodných tlakových skúšok by bolo možné klasifikovať pripovrchovú zónu godulských vrstiev ako pomerne slabo priepustný kolektor V. triedy. Priemerná priepustnosť prechodnej zóny (35 – 90 m) zodpovedá už iba VI. triede (slabá priepustnosť). Pripovrchová zóna godulských vrstiev v dnách dolín je zvodnencom strednej prietočnosti (III. trieda). Odhliadnuc od zabezpečenosti napájania z hľadiska prietočnosti v zmysle Krásného (1986) ide o zvodnenec vhodný na využitie väčšími

odbermi na miestne zásobovanie. V svahoch a na terénnych elevéciách klesá prietočnosť na nižšiu úroveň IV. triedy.

Istebnianske vrstvy

Istebnianske vrstvy (kampán – dán) sa vyznačujú kremennými, arkózovými a drobovými pieskovcami (väčšinou drobnozlepencovými) hruborytmického flyšu, s ktorými sa striedajú sekvencie s prevahou ílovcov rôznej hrúbky. Na Z v povodí Rožňovskej Bečvy prevládajú ílovce, na V v povodí Olše pieskovce. Údaje o hydraulických parametroch istebnianskych vrstiev sú veľmi zriedkavé. Ojedinelé vrty v údolí Lomnej v pieskovcovom vývoji a v údolí Rožňovskej Bečvy v ílovcovej fácii poskytli hodnoty indexu priepustnosti Z = 2,99 – 4,30 s Md(Z) = 3,68 a M(Z) = 3,46 pri s_Z = 0,873, pričom sa v danom malom súbore údajov neprejavila závislosť priemernej priepustnosti od podielu pieskovcov v otvorenom úseku. Index prietočnosti má rozpätie Y = 3,90 – 5,95 pri Md(Y) = 4,70, M(Y) = 4,72 a s_y = 0,844. Maximálnu prietočnosť aj priemernú priepustnosť vykázal vrt JV-3 pri Jablunkove (Městská Lomná), situovaný v doline Lomnej na okrajovom zlome Jablunkovskej brázdy.

Z uvedených charakteristík možno odhadnúť rozpätie koeficientov filtrácie k = $3 . 10^{-7} - 4 . 10^{-5}$ m . s^{-1} s priemerom G(k) = $4{,}1 . 10^{-6}$ m . s^{-1} a koeficient prietočnosti T = $1{,}0 . 10^{-5} - 1{,}6 . 10^{-3}$ m^2 . s^{-1} so strednou hodnotou G(T) = $7{,}4 . 10^{-5}$ m^2 . s^{-1}. Pripovrchová zóna istebnianskych vrstiev je podľa týchto charakteristík v priemere zvodnencom s nízkou prietočnosťou (IV. trieda) v dosť slabo priepustných kolektoroch V. triedy. Veľmi veľká variabilita priepustnosti aj prietočnosti môže byť sčasti odrazom značných rozdielov v hĺbkovej pozícii skúšaných úsekov pri malom počte údajov.

Obraz o priepustnosti istebnianskych vrstiev doplňujú údaje vodných tlakových skúšok na profile Dolní Lomná v doline Lomnej v prevažne pieskovcovom vývoji týchto vrstiev (dokumentáciu skúšok uviedol Horský, 1964). Závislosť priepustnosti od hĺbky je tu veľmi nepravidelná. V intervale 5 – 30 m sa síce prejavuje veľmi rýchly pokles priemernej priepustnosti s hĺbkou, vyjadrený pre mediánové hodnoty Z' v 5-metrových intervaloch ako

$$Z' = 4{,}32 - 0{,}0972\ H \qquad (74)$$

s veľmi vysokým koeficientom korelácie r = -0,998, medzi hĺbkami 30 a 60 m sa však priemerná priepustnosť výrazne zväčšuje (s početnými výskytmi nemerateľne vysokých hltností), čo je zrejme odrazom tektonického porušenia. Ďalší pravidelný pokles možno opäť sledovať až v hĺbke 60 – 85 m; je vyjadrený rovnicou

$$Z' = 7{,}33 - 0{,}0726\ H \qquad (r = -0{,}940). \qquad (75)$$

Pri hodnotení spriemerovanej závislosti Z' = f(H) v celom skúšanom rozsahu 5 až 85 m, vyjadrenej rovnicou

$$Z' = 3{,}29 - 0{,}0163\ H, \qquad (76)$$

má nepravidelnosť hĺbkových zmien priepustnosti za následok výrazne zníženú významnosť korelačného vzťahu (r = -0,507). Hodnoty priepustnosti vychádzajúce zo závislosti (74) a (75) však možno pokladať za reálne, lebo sa pre hĺbky 0 – 20 m a 60 až 70 m zhodujú s rozpätím hodnôt Z podľa odberových skúšok.

Podmenilitové súvrstvie

Podmenilitové súvrstvie (paleocén – vrchný eocén) je budované prevažne ílovcovými vrstvami s rôznym zastúpením pieskovcov. Hrubšie pieskovcové pásma tvorí hrubozrnný až strednozrnný drobnozlepencový ciezkowický (cienžkovický) pieskovec. Jeho šošovkovité telesá sú typické pre podmenilitové súvrstvie sliezskej jednotky v j. a v. časti Moravskosliezskych Beskýd. V ždánicko-podsliezskej jednotke je podme-nilitové súvrstvie budované ílovcami s menej významnými polohami pieskovcov.

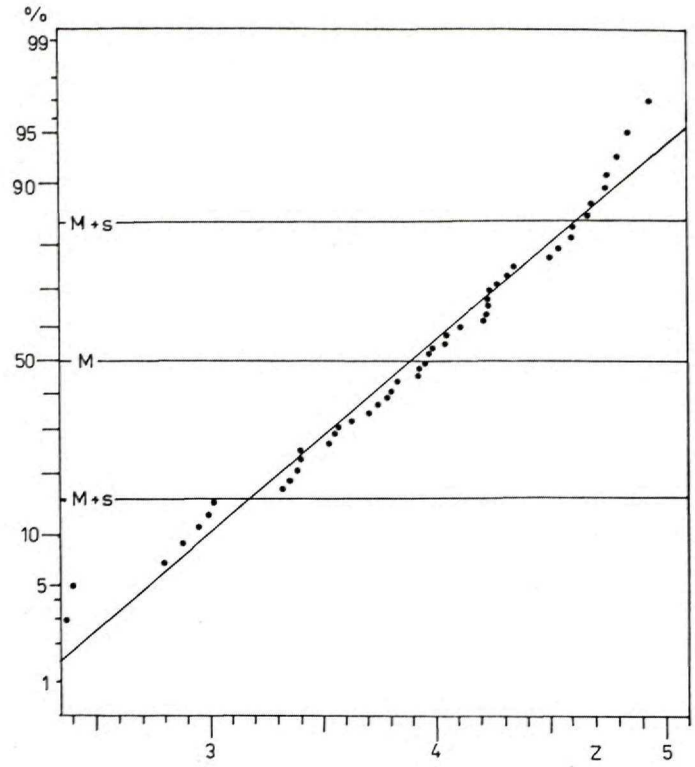
Ojedinelé vrty v podmenilitovom súvrství sliezskej a ždánickej jednotky vykazujú v pripovrchovej zóne index priepustnosti Z = 2,35 – 4,60 s Md(Z) = 3,99 a M(Z) = 3,70 pri vysokej hodnote s_Z = 0,876. Prietočnosť charakterizuje rozpätie hodnôt Y = 3,78 – 5,42 s Md(Y) = 4,83, M(Y) = 4,74 a s_y = 0,691. Charakteristiky úrovne a variability priepustnosti i prietočnosti sú teda veľmi blízke charakteristikám uvedeným pre istebnianske vrstvy.

Krosnianske súvrstvie

Krosnianske súvrstvie sliezskej jednotky (najvyšší priabón – spodný oligocén) budujú jemnozrnné až strednozrnné vápnité pieskovce striedajúce sa so silne vápnitými prachovcami a ílovcami. Údaje odberových skúšok sú veľmi zriedkavé. Zistené hodnoty indexu priepustnosti ležia v intervale Z = 3,52 – 4,46 okolo Md(Z) = 4,18 a M(Z) = 4,08 pri s_Z = 0,416. Index prietočnosti vykazuje rozpätie Y = 4,52 – 5,59 s Md(Y) = 5,05, M(Y) = 5,05 a s_Y = 0,444. Skúšané partie pripovrchovej zóny krosnianskeho súvrstvia predstavujú v priemere zvodnenec so strednou prietočnosťou III. triedy v mierne priepustných kolektoroch (trieda IVc). Koeficient filtrácie možno odhadnúť na $k = 4 . 10^{-6} – 4 . 10^{-5}$ m . s $G(k) = 1,7 . 10^{-5}$ m . s^{-1}, koeficient prietočnosti na $T = 4 . 10^{-5} – 6 . 10^{-4}$ $m^2 . s^{-1}$ a $G(T) = 1,6 . 10^{-4}$ $m^2 . s^{-1}$. Zistené charakteristiky prietočnosti sa zhodujú s údajmi o merných výdatnostiach, ktoré z krosnianskych vrstiev centrálnej karpatskej depresie na JV od Krosna uvádzajú Chowaniec – Oszczypko – Witek (1983).

Ždánicko-hustopečské súvrstvie

Ždánicko-hustopečské súvrstvie (oligocén – akvitán) ždánickej jednotky je budované pelitickou, flyšovou a pieskovcovou fáciou, ktoré sa vzájomne laterálne zamieňajú. Pelitickú fáciu (hustopečské sliene) tvoria vápnité ílovce, pieskovcovú (ždánické pieskovce) predstavujú vápnité sľudové jemnozrnné až hrubozrnné rozpadavé pieskovce s ílovou prímesou a vložkami vápnitých ílovcov. Vo flyšovej fácii sa striedajú laminy až lavice pieskovcov ždánického typu s vápnitými ílovcami hustopečského typu.

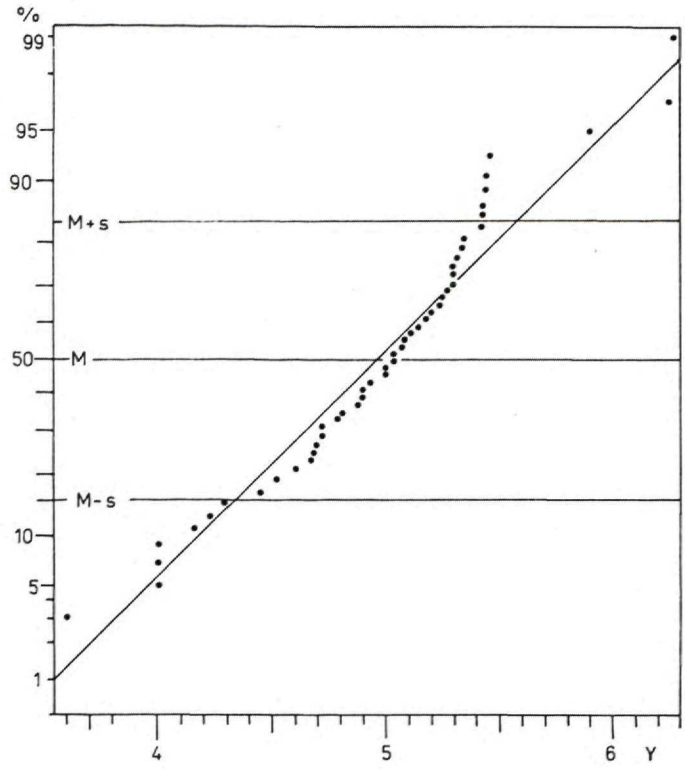


Obr. 8 Kvantilový graf indexu priepustnosti Z pre ždánicko-hustopečské súvrstvie. Vysvetlivky ako na obr. 6

Súvrstvie je litostratigrafickým členom s najlepšie preskúmanými hydraulickými vlastnosťami pripovrchovej zóny z celého flyšového pásma v skúmanom území, lebo sú tu na regionálne zhodnotenie k dispozícii údaje z 50 hydrogeologických vrtov.

Kvantilové grafy indexu priepustnosti Z a indexu prietočnosti Y potvrdili možnosť aproximácie zistených rozdelení normálnym modelom (obr. 8 a 9) aj v tomto doposiaľ najrozsiahlejšom zo skúmaných súborov, čo podobne ako vo vsetínskych vrstvách indikuje lognormálne rozdelenie priepustnosti (koeficientu filtrácie) a prietočnosti.

Pripovrchová zóna ždánicko-hustopečského súvrstvia je typickým príkladom horninového prostredia, v ktorom nemožno preukázať závislosť priepustnosti od litologického vývoja vrstiev otvorených vrtom. Podobne ako pri údajoch zo vsetínskeho súvrstvia sme údaje z vrtov roztriedili podľa podielu psamitov p v otvorenom úseku vrtu. Nezávislosť priepustnosti a prietočnosti od litológie je zrejmá už z tab. 9 a z histogramov na obr. 2 a 3. Jediným náznakom určitého vplyvu litológie sú rozdiely v minimálnych hodnotách: v súboroch s nulovým alebo nízkym podielom psamitov (do p = 0,20) sa vyskytujú rádove nižšie minimá priepustnosti (Z = 1,82 – 2,40) aj prietočnosti (Y = 4,00 – 4,90), kým pri vyšších podieloch psamitov ako 0,20 sú



Obr. 9 Kvantilový graf indexu prietočnosti Y pre ždánicko-hustopečské súvrstvie. Vysvetlivky ako na obr. 6

minimá v jednotlivých čiastkových súboroch výrazne vyššie (Z = 3,33 – 3,97, Y = 4,00 – 4,90). V priemerných a maximálnych hodnotách sa takáto závislosť neprejavuje – naopak: najvyššie priemerné aj maximálne hodnoty zo všetkých čiastkových súborov vykazuje práve súbor údajov z čistých pelitov (p = 0); táto skutočnosť však môže mať náhodný charakter (aj keď vo vsetínskych vrstvách je rast priepustnosti s poklesom podielu psamitov štatisticky významný). Z korelačnej analýzy celého súboru údajov vyplynulo, že hodnotené údaje nedokazujú ani nenaznačujú štatisticky významný vzťah medzi priepustnosťou (indexom Z) a podielom pieskovcov p, o čom svedčí nulová hodnota výberového koeficientu korelácie (r = 0,04 !). Všetkých 50 hodnôt možno teda skúmať ako jediný štatisticky homogénny súbor bez ohľadu na litológiu skúšaných hornín.

Priemernú priepustnosť pripovrchovej zóny ždánicko-hustopečského súvrstvia charakterizujú v tomto spojenom súbore hodnoty indexu priepustnosti Z = 1,82 – 5,07 s mediánom Md(Z) = 3,96, aritmetickým priemerom M(Z) = 3,88 a s odhadom smerodajnej odchýlky základného súboru s_Z = 0,719. Prietočnosť skúšaných úsekov je charakterizovaná rozpätím hodnôt Y = 3,34 – 6,28 s mediánom Md(Y) = 5,04, priemerom M(Y) = 4,97 a odhadom s_Y = 0,599.

S použitím vzorca (10) odvodíme pre príslušné minimálne, maximálne a stredné hodnoty Y odhady očakávaných celkových prepočtových diferencií v rozpätí d = 0,04 až 0,24. Po dosadení odhadov d zodpovedajúcich príslušným hodnotám Y do vzorca (6) získame tieto odhady charakteristických hodnôt priemerného koeficientu filtrácie pripovrchovej zóny ždánicko-hustopečského súvrstvia:

– geometrický priemer G(k) = 1,1 . 10^{-5} m . s^{-1},
– minimum k_{min} = 7,2 . 10^{-8} m . s^{-1},
– maximum k_{max} = 2,0 . 10^{-4} m . s^{-1}.

Intervalu hodnôt M(Z) ± s_Z = 3,17 – 4,60, zahŕňajúcemu 68 % očakávaných hodnôt koeficientu filtrácie, zodpovedá rozpätie odhadov k = 1,9 . 10^{-6} – 6,2 . 10^{-5} m . s^{-1}. Zistená priemerná priepustnosť zodpovedá pomerne slabo až mierne priepustným kolektorom (IV. – V. trieda), značne nehomogénnym (s veľkou variabilitou priepustnosti: IVd – Vd).

Koeficient prietočnosti skúšaných úsekov je vzhľadom na neúplnosť vrtov voči hrúbke celého súvrstvia menší ako prietočnosť celého súvrstvia, v dôsledku exponenciálneho poklesu priepustnosti s hĺbkou (Jetel, 1990) nie je však tento rozdiel príliš výrazný (nepresahuje veľkosť rádu). Po dosadení odhadov d do vzorca (7) dospejeme k týmto odhadom charakteristických hodnôt koeficientu prietočnosti skúšaných úsekov:

– geometrický priemer G(T) = 1,3 . 10^{-4} m^2 . s^{-1},
– T_{min} = 2,4 . 10^{-6} m^2 . s^{-1} T_{max} = 3,3 . 10^{-3} m^2 . s^{-1}.

Intervalu hodnôt M(Y) ± s_Y = 4,37 – 5,57 zodpovedá rozpätie odhadov T = 3,0 . 10^{-5} – 5,7 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}. Skúšané úseky možno klasifikovať ako zvodnence s nízkou až strednou prietočnosťou (III. – IV. trieda), so zväčšenou variabilitou prietočnosti (IIIc – IVc). Zistená úroveň prietočnosti kvalifikuje zvodnenec pripovrchovej zóny v ždánicko-hustopečskom súvrství ako zvodnenec využiteľný menšími odbermi pre jednotlivé hospodárske objekty, v priaznivejších prípadoch aj väčšími odbermi na miestne zásobovanie (menšie sídliská, závody a poľnohospodárske objekty). Využitie tu však môže byť často znemožnené nevyhovujúcou kvalitou vody (porov. Jetel, 1993).

Na stanovenie štatisticky najvýstižnejších stredných hodnôt k a T vynásobíme geometrické priemery G(k) a G(T) v zmysle rovnice (19) hodnotami funkcie ψ, ktoré zistíme v tab. 16 in Jetel (1985a). Odchýlka $s_{\log k} \doteq s_Z$ zodpovedá hodnota ψ = 3,67, z ktorej tak odvodíme charakteristický najvýstižnejší priemer lognormálne rozdelených hodnôt koeficientu filtrácie

$$E(k) = 4{,}0 \;.\; 10^{-5}\ m \;.\; s^{-1}$$

a z hodnoty ψ = 2,50 pre $s_{\log T} \doteq s_Y$ obdobne najvýstižnejší priemer koeficientu prietočnosti

Tab. 9 Charakteristiky rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti Z a indexu prietočnosti Y v pripovrchovej zóne ždánicko-hustopečského súvrstvia

p	n	Md(Z)	M(Z)	s_Z	Z_{min}	Z_{max}	Md(Y)	M(Y)	s_Y	Y_{min}	Y_{max}
0,00	11	4,24	3,88	0,84	2,40	5,07	5,11	4,84	0,76	3,60	6,28
0,01 — 0,20	25	3,79	3,78	0,77	1,82	4,95	5,04	4,94	0,57	3,34	5,90
0,21 — 0,40	4	4,17	4,28	0,36	3,97	4,80	5,19	5,34	0,66	4,72	6,26
0,50 — 0,75	5	4,06	4.24	0,35	3,93	4,64	5,17	5,21	0,31	4,90	5,55
0,76 — 0,95	5	3,40	3,75	0,65	3,33	4,85	4,88	4,88	0,59	4,00	5,55
0,00 — 0,95	50	3,96	3,88	0,72	1,82	5,07	5,04	4,97	0,60	3,34	6,28

Pozn.: Pre p = 0,40 — 0,50 je n = 0.

Vysvetlivky symbolov sú pri tab. 7

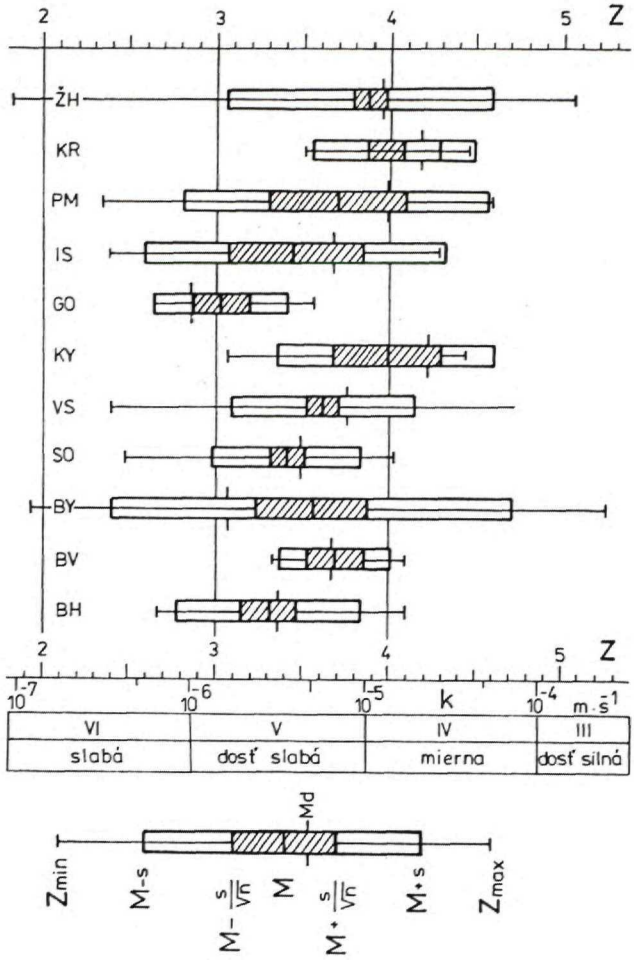
Diskusia o výsledkoch

Porovnanie zistených regionálnych charakteristík skúmaných litostratigrafických členov

Ako ukazujú tab. 2 – 4 a obr. 10 – 12, ktoré podávajú prehľad zistených charakteristík pripovrchovej zóny skúmaných členov, priemerné priepustnosti a priemerné prietočnosti stanovené pre jednotlivé členy z údajov odberových skúšok sa vzájomne pomerne málo odlišujú. Nevýrazne vyššiu priemernú priepustnosť sme stanovili v ždánicko-hustopečskom a krosnianskom súvrství a v kyčerských vrstvách. Priemernú priepustnosť pripovrchovej zóny týchto členov možno v osemstupňovej klasifikácii (JETEL, 1982) označiť ako dosť slabú (V. trieda) až miernu (IV. trieda), kým v ostatných členoch zodpovedá iba V. trieda (dosť slabá priepustnosť) alebo – v prípade godulských vrstiev – prechodu medzi V. a VI. triedou (slabá priepustnosť). Zatriedenie krosnianskych, kyčerských a godulských vrstiev je však pre malý počet údajov zatiaľ iba predbežné (porov. obr. 12).

Na posúdenie významnosti zistených rozdielov v priemernej priepustnosti pripovrchovej zóny v dvoch najrozsiahlejších súboroch údajov – zo vsetínskych vrstiev a zo ždánicko-hustopečského súvrstvia – sme zistené rozdiely v aritmetických priemeroch hodnôt Z podrobili štatistickému testovaniu významnosti týchto rozdielov. Test $F = s_1^2/s_2^2$ (JETEL, 1985a) zistil štatisticky významný rozdiel v rozptyloch. Naproti tomu sa však nepreukázala významnosť zistených rozdielov medzi priemermi indexu Z, ktoré teda možno pokladať za náhodné. S prihliadnutím na malé rozsahy súborov údajov z ostatných členov a pomerne vysoké smerodajné odchýlky možno aj ostatné zistené rozdiely stredných hodnôt Z jednotlivých súborov pokladať väčšinou za viac-menej náhodné (štatisticky nevýznamné). Výrazne nižšia priemerná priepustnosť godulských vrstiev je zrejme do značnej miery podmienená odlišnou hĺbkovou pozíciou skúšaných úsekov (pozri tab. 2). Aj keď sú však rozdiely medzi jednotlivými súbormi s blízkymi (susednými) hodnotami priemerov M(Z) nevýznamné, predsa len sa prejavuje kvantitatívna postupnosť týchto priemerov tak, že rozdiely medzi krajnými členmi už môžu byť signifikantné. Napríklad rozdiel v priemernej priepustnosti medzi krosnianskym súvrstvím a godulskými vrstvami je významný dokonca aj na hladine významnosti 1 %, medzi krosnianskym a solánskym súvrstvím už iba na hladine 5 % atď.

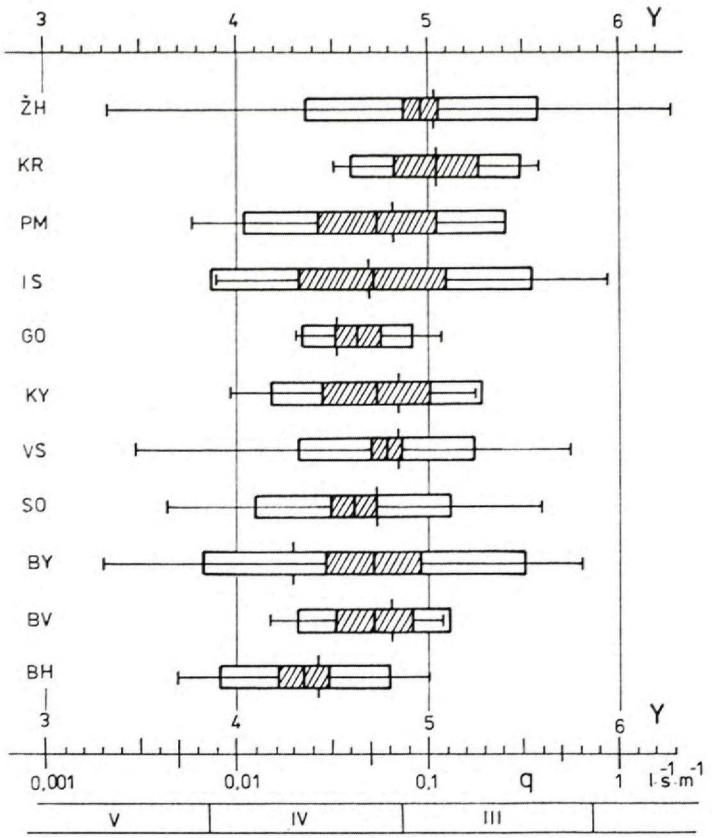
K podobným záverom dospejeme aj pri porovnaní výsledkov štúdia prietočnosti. Nevýznamne vyššiu prietočnosť vykazuje pripovrchová zóna ždánicko-hustopečského súvrstvia. Možno ju klasifikovať podľa KRÁSNEHO (1986b) ako zvodnenec III. – IV. triedy, využiteľný v priaznivejších partiách na väčšie odbery na miestne zásobovanie. Úroveň III. triedy prietočnosti vykazuje aj pripovrchová zóna v godulských vrstvách podľa výsledkov vodných tlakových skúšok a pripovrchová zóna krosnianskeho súvrstvia, kde sa však táto charakteristika opiera iba o veľmi malý počet údajov. V ostatných prípadoch vykazuje pripovrchová zóna podľa výsledkov odberových skúšok priemernú prietočnosť IV. triedy, ktorá kvalifikuje zvodnenec ako vhodný iba na menšie odbery podzemnej vody na miestne zásobovanie (na úrovni jednotlivých hospodárskych objektov alebo ich malých skupín). Štatistickú významnosť zistených



Obr. 10 Porovnanie charakteristík úrovne a variability priepustnosti pre jednotlivé litostratigrafické členy. Symboly litostratigrafických členov ako na obr. 2
Z = index priepustnosti, Md = medián, M = aritmetický priemer, s = odhad smerodajnej odchýlky základného súboru, n = počet údajov, $s/\sqrt{n}$ = stredná kvadratická chyba stanovenia aritmetického priemeru, Z_{min} a Z_{max} = minimálna a maximálna zistená hodnota; k = zodpovedajúci koeficient filtrácie pri priemernej hodnote prepočtovej diferencie d = 0,14; III — VI: klasifikácia priepustnosti podľa JETEL (1982) zodpovedajúca uvedeným hodnotám koeficientu filtrácie

rozdielov v prietočnosti jednotlivých členov možno hodnotiť podobne ako v prípade rozdielov v priepustnosti (porov. obr. 12).

Vzhľadom na zákonitý pokles priemernej priepustnosti s hĺbkou je jasné, že vypočítané hodnoty priemerov M(Z) sú závislé aj od priemernej hĺbky skúšaného úseku (plytké vrty musia v tom istom prostredí vykázať vyššiu priemernú priepustnosť ako vrty hlbšie, kde sa do výsledného priemeru premieta aj nízka priepustnosť hlbších



Obr. 11 Porovnanie charakteristík úrovne a variability prietočnosti pre jednotlivé litostratigrafické členy. Symboly členov ako na obr. 2. Legenda grafického znázornenia obdobne ako na obr. 10. Y = index prietočnosti, q = merná výdatnosť; III — V: triedy prietočnosti podľa klasifikácie KRÁSNÉHO (1986) pri prepočtovej diferencii d = 0,14

partií). Na sledovanie tohto vzťahu sme podrobili korelačnej analýze závislosť medzi priemerom M(Z) a priemernou hodnotou polovičnej hĺbky vrtu H_s, ktorá zhruba zodpovedá hĺbke stredu skúšaného úseku. Analýza potvrdila reálnu existenciu takéhoto štatistického vzťahu s výberovým korelačným koeficientom r = -0,754, ktorý sa významne líši od nuly na hladine významnosti 1 %. Závislosť opisuje regresná rovnica

$$Z_h = 4{,}02 - 0{,}0225\ H_h, \qquad (77)$$

kde Z_h = očakávaná hodnota M(Z) podľa rovnice (77), H_s = polovičná hodnota priemernej hĺbky vrtu. Rovnica (77) je, mimochodom, veľmi blízka rovnici (54), odvodenej pre hĺbkové zmeny priepustnosti z vodných tlakových skúšok v godulskom súvrství (v dnách dolín).

Porovnaním hodnôt Z_h so skutočnými priemermi zistenými v jednotlivých skúma-

ných členoch [po dosadení skutočných hodnôt H_h do rovnice (77)] zistíme určité viacmenej pravidelné usporiadanie odchýlok

$$D_h = M(Z) - Z_h \qquad (78)$$

v jednotlivých členoch (tab. 10), prejavujúce sa rastom hodnoty D_h smerom od vnútorných do vonkajších tektonických jednotiek flyšového pásma – t. j. od bielokarpatskej a bystrickej jednotky so zápornými D_h až po sliezsku a ždánickú jednotku s D_h = +0,02 až +0,40. Vysvetlenie tohto trendu možno podľa nášho názoru hľadať popri rozdieloch v tektonickej histórii jednotiek aj v rozdielnom veku podmieňujúcom rozdiely v diagenetickom spevnení. Na overenie tohto predpokladu sme vykonali korelačnú analýzu vzťahu medzi priemernou priepustnosťou M(Z) a stredným absolútnym vekom skúmaných členov vyjadreným v miliónoch rokov (Ma), ktorý sa pohybuje od 87 Ma pre bielokarpatskú jednotku až po 32 Ma pre krosnianske súvrstvie a 28 Ma pre ždánicko-hustopečské súvrstvie. Výsledkom bolo zistenie prekvapivo tesnej korelačnej závislosti opísanej rovnicou

$$Z_t = 4{,}33 - 0{,}0138\ t, \qquad (r = 0{,}844), \qquad (79)$$

kde Z_t = očakávaná hodnota M(Z) podľa rovnice (79) a t = stredný absolútny vek hornín (Ma). Pre jednotlivé členy sme opäť vypočítali odchýlky skutočných priemerov M(Z) od hodnôt Z_t (tab. 10)

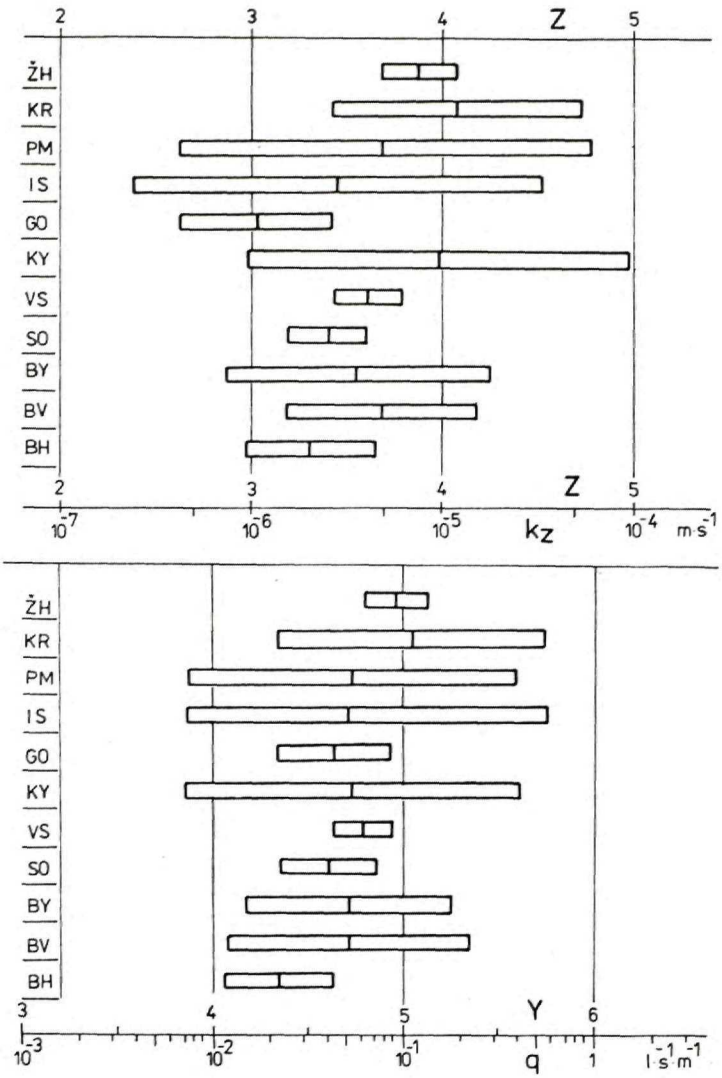
$$D_t = M(Z) - Z_t. \qquad (80)$$

Je zaujímave, že tieto odchýlky odrážajú do určitej miery prevažujúci litologický charakter súvrstvia, ktorý sa pri porovnávaní v mierke jednotlivých skúšaných úsekov neprejavuje. Výrazné záporné odchýlky D_t vykazuje hlucký vývoj bielokarpatskej jednotky, bystrické a vsetínske vrstvy, kým výrazné kladné odchýlky vyjdú pre kyčerské a istebnianske vrstvy a pre krosnianske súvrstvie. Hodnota D_t pre godulské vrstvy je zrejme opäť skreslená podstatne odlišnou strednou hĺbkou skúšaných úsekov.

Získané poznatky ukazujú na podstatný význam veku flyšových hornín pre ich priemernú priepustnosť, ktorý sa doteraz nedoceňoval. Z koeficientu determinácie r^2 = 0,71 pritom vyplýva, že 71 % rozdielov v priemernej priepustnosti medzi jed-notlivými skúmanými členmi možno pričítať rozdielom vo veku hornín. Ako možno odvodiť z rovnice (79), v priebehu 10 miliónov rokov poklesne priemerná priepustnosť na 75 % (o 27 %) a v priebehu 50 miliónov rokov na 20 % (o 80 %) pôvodnej hodnoty.

Popri rozdieloch veku, ktoré sú objektívnym faktorom, sú vyčíslené charakteristiky jednotlivých členov do určitého stupňa ovplyvnené faktormi, ktoré možno označiť ako subjektívne, lebo sú dané povahou použitých údajov. Popri zmienených rozdieloch v hĺbkach vrtov to môžu byť rozdiely v rozsahu súborov (vo väčšom súbore sa s väčšou pravdepodobnosťou vyskytnú extrémne hodnoty). Tomuto faktoru možno zrejme pripísať výskyt extrémneho minima Z a extrémneho maxima Y v súbore hodnôt zo ždánicko-hustopečského súvrstvia (tab. 2).

Pri aplikácii vyčíslených charakteristík priepustnosti a prietočnosti treba brať do úvahy, že v dôsledku priestorovej neuniformity prietočnosti pripovrchovej zóny



Obr. 12 Intervaly spoľahlivosti stanovených priemerných hodnôt indexu priepustnosti Z a indexu prietočnosti Y v jednotlivých litostratigrafických členoch. Symboly litostratigrafických jednotiek ako na obr. 2.

Obdĺžniky znázorňujú interval spoľahlivosti pre pravdepodobnosť 95 %. Hranice intervalov spoľahlivosti pre aritmetický priemer M sú stanovené ako $M \pm ts/\sqrt{5}$, kde n = počet údajov, s = odhad smerodajnej odchýlky základného súboru, t = hodnoty Studentovho kritéria pre hladinu významnosti 0,05 a pre počet stupňov voľnosti v = n - 1. Stredná zvislica v obdĺžniku zodpovedá stanovenému výberovému aritmetickému priemeru M.

Tab. 10 Prehľad odchýlok D_h a D_t pre jednotlivé skúmané litostratigrafické členy

	M(Z)	D_h	t (Ma)	Z_t	D_t
hlucký, prechodný a kopanický vývoj bielokarpatskej jednotky	3,31	-0,39	64	3,45	-0,14
vlársky vývoj bielokarpatskej jednotky	3,69	-0,07	64	3,45	+0,24
bystrické vrstvy	3,56	-0,13	39	3,79	-0,23
solánske súvrstvie	3,41	-0,12	62,5	3,47	-0,06
vsetínske vrstvy	3,62	-0,07	39	3,79	-0,17
kyčerské vrstvy	3,99	+0,10	39	3,79	+0,20
godulské vrstvy	3,03	+0,02	89	3,13	-0,10
istebnianske vrstvy	3,46	+0,02	72,5	3,33	+0,13
podmenilitové súvrstvie	3,70	+0,02	48	3,67	+0,03
krosnianske súvrstvie	4,08	+0,40	32	3,89	+0,19
ždánicko-hustopečské súvrstvie	3,88	+0,20	28	3,95	-0,07

M(Z) = aritmetický priemer hodnôt indexu priepustnosti Z; D_h = odchýlka hodnoty M(Z) od hodnoty Z_h očakávanej pre príslušnú strednú polovičnú hĺbku podľa rovnice (77); t = stredný absolútny vek litostratigrafickej jednotky (v miliónoch rokov); Z_t = očakávaná hodnota M(Z) zodpovedajúca veku t podľa regresnej rovnice (79), D_t = M(Z) - Z_t

hydrogeologických masívov (Jetel, 1990) zodpovedajú zistené parametre prietočnosti prevažne kategórii dnovej prietočnosti T_v a charakterizujú preto vlastnosti pripovrchovej zóny v depresných častiach územia – v dolinách a v najspodnejších úsekoch svahov. Pozitívne anomálne hodnoty potom zodpovedajú prietočnosti puklinových zón T_f. Uvedená neuniformita sa tak odráža aj na hodnotách priepustnosti (priemerná priepustnosť odvodená z dnovej prietočnosti je vyššia ako pri odvodení z prietočnosti svahovej – Jetel, 1990).

Poznatky z interpretácie údajov vodných tlakových skúšok

Vyhodnotenie výsledkov hydrogeologickej interpretácie údajov vodných tlakových skúšok potvrdilo platnosť zákonitostí exponenciálneho poklesu priemernej priepustnosti s hĺbkou v pripovrchovej zóne skúmaných flyšových hornín. Kvantitatívne vyjadrenie

priebehu tohto poklesu v rôznych podmienkach naznačilo, do akej miery a v akom zmysle sa modifikuje priebeh hlbkových zmien priepustnosti v závislosti od morfologickej pozície vtláčacích vrtov a od špecifických pomerov jednotlivých lokalít a litostratigrafických členov (obr. 4, tab. 11). Porovnanie výsledkov interpretácie údajov vodných tlakových skúšok s výsledkami regionálneho zhodnotenia údajov odberových skúšok ukázalo na zhodu výsledkov obidvoch metód po ich adekvátnej interpretácii. Po prvý raz sa tak v širšom rozsahu potvrdila správnosť metodického postupu, ktorý sme postupne vyvinuli na získanie optimálnych odhadov koeficientu filtrácie a prietočnosti z údajov vodných tlakových skúšok.

Vo väčšine regresných rovníc typu (26), opisujúcich zmeny priemernej hodnoty Z' s hĺbkou, sa hodnoty lokujúcej konštanty a_Z zodpovedajúce teoretickej hodnote Z'_0 v nulovej hĺbke pohybujú v rozpätí $Z'_0 = 4{,}18 - 4{,}75$ okolo mediánu 4,58. Výnimkou sú extrémne vysoké hodnoty na profile Bojkovice ($Z'_0 = 6{,}43 - 8{,}42$) a v dne doliny Juhyně ($Z'_0 = 5{,}64$), ktoré sú zrejme podmienené tektonickým porušením. Regresné koeficienty b_Z vo väčšine prípadov ležia v intervale $0{,}021 - 0{,}046\ m^{-1}$. Výnimkou sú opäť anomálne vysoké hodnoty $0{,}063 - 0{,}171\ m^{-1}$ na profile Bojkovice a v dne doliny Juhyně a naproti tomu veľmi nízke hodnoty $0{,}015 - 0{,}018\ m^{-1}$ v ostatných rovniciach pre profily na Juhyni. Tieto odchýlky vysvetľujeme na jednej strane tektonickým porušením pri vysokých hodnotách b_Z a na druhej strane hrubozrnným vývojom rusavského súvrstvia pri veľmi nízkych hodnotách.

O správnosti odhadov odvodených použitými interpretačnými metódami svedčí aj skutočnosť, že charakteristiky hlbkového rozdelenia hodnôt Z' v godulských vrstvách sa veľmi dobre zhodujú s výsledkami, ktoré možno odvodiť z údajov o mernej hltnosti udávaných pre godulské vrstvy v poľských Karpatoch (Niedzielski, 1978).

Získané poznatky poukázali aj na možné príčiny skresľovania skúmaných závislostí. Anomálne zvýšené konštanty a_Z a koeficienty b_Z môžu byť spôsobené mimoriadne vysokými hodnotami Z' v blízkosti povrchu, najmä ak ide o etáže zasahujúce do nenasýtenej zóny. Iným skresľujúcim faktorom je tektonické narušenie v prípadoch, kde sa extrémne, nemerateľne vysoké hodnoty zahrnú do súboru hodnotených údajov. Rovnice odvodené z údajov zahrnujúcich aj hodnoty Z' z tektonicky porušených etáží a z etáží v nenasýtenej zóne môžu byť pri väčšom počte takýchto údajov natoľko skreslené, že ich nemožno pokladať za reprezentatívne pre regionálny opis pomerov skúmaného horninového masívu.

Vzťah priepustnosti a litológie skúmaných hornín

Celý rad konkrétnych poznatkov nášho výskumu potvrdil oprávnenosť predpokladu (Jetel – Rybářová, 1975, 1983; Jetel, 1985c; Jetel, 1989c), že v určitých flyšových regiónoch alebo litostratigrafických členoch neexistuje v pripovrchovej zóne jednoznačný vzťah medzi priepustnosťou a litológiou skúmaných hornín (vyššia priepustnosť pieskovcov oproti nižšej priepustnosti pelitov). V silno spevnených horninách sa v dôsledku diagenetického zmenšenia medzizrnovej priepustnosti psamitov stierajú primárne rozdiely v priepustnosti psamitov a pelitov. Celý horninový masív sa v dôsledku rozhodujúcej úlohy puklinovej priepustnosti hydraulicky

Tab. 11 Prehľad parametrov regresných rovníc typu $Z' = a_Z - b_Z H$, vyjadrujúcich závislosť hodnôt indexu priepustnosti Z' z vodných tlakových skúšok od hĺbky H

Súbor údajov		Rozsah hĺbok (m)	a_Z	b_Z
Bojkovice (Kolelač)	dno	8 — 40	6,43	0,0627
	svahy	9 — 25	8,42	0,1708
	spolu	8 — 40	7,05	0,0872
Juhyně	dno	5 — 45	5,64	0,0600
	svahy	5 — 75	4,69	0,0151
	spolu	5 — 75	4,68	0,0154
	spolu bez vrtu J101	5 — 65	4,64	0,0175
Moravsko-sliezske Beskydy (godulské vrstvy)	dno	0 — 40	4,75	0,0462
	dno	0 — 70	4,31	0,0240
	svahy	5 — 40	4,54	0,0296
	svahy	5 — 70	4,56	0,0318
	svahy	5 — 90	4,26	0,0217
	spolu	0 — 30	4,63	0,0391
	spolu	0 — 40	4,60	0,0355
	spolu	0 — 70	4,43	0,0306
	spolu	0 — 90	4,18	0,0208

homogenizuje bez ohľadu na litologické rozdiely do tej miery, že nie je možné konštatovať konkrétne kvantitatívne rozdiely v priemernej priepustnosti pelitov a psamitov. Tam, kde sú vyvinuté krehké rozpukané pelity spolu s menej rozpukanými telesami psamitov, môže sa dokonca prejaviť opačná závislosť: skúšané úseky budované pelitmi majú vyššiu priemernú priepustnosť ako úseky budované psamitmi (vsetínske vrstvy), resp. priemerná priepustnosť štatisticky významne klesá s rastúcim podielom psamitov v otvorenom úseku vrtu. Podobné vzťahy s vyšším rozpukaním pelitov oproti psamitom opisuje Linecki (1961) dokonca z hĺbok okolo 600 m pod povrchom.

Ako sme už upozornili (Jetel, 1989c), uplatňuje sa tu aj efekt mierky: závislosť priepustnosti od litológie je výrazná pri štúdiu v mierke centimetrov (merania na vzorkách hornín), začína miznúť v mierke decimetrov a metrov (vodné tlakové skúšky, prítokové skúšky v krátkych úsekoch) a môže sa opäť výrazne prejaviť pri skúmaní v mierke desiatok a stoviek metrov – pri porovnávaní funkcie celých horninových komplexov a litostratigrafických členov. S tým súvisí aj skutočnosť, že sa prevažujúci litologický vývoj odráža pri porovnávaní celých litologických členov podľa odchýlok D_t v zmysle rovnice (80).

Úlohou ďalších výskumov bude objasniť rozdiely v jestvovaní vzťahov medzi priepustnosťou a litológiou v rôznych regiónoch karpatského flyšu. Túto závislosť možno konštatovať napr. v niektorých regiónoch opisovaných Zakovičom (1980b) alebo Bajom a Cibuľkom (1984), kým napr. v centrálnokarpatskom paleogéne Hornádskej kotliny sa neprejavuje (Jetel, 1989a).

Niektoré iné aspekty získaných poznatkov

Nezávislosť priemernej priepustnosti od podielu pieskovcov v skúšaných úsekoch alebo rast priepustnosti s klesajúcim podielom psamitov ukazuje okrem iného na nepatrný význam medzizrnovej priepustnosti psamitov skúmaných flyšových súvrství pre ich celkovú priepustnosť, ktorá je určovaná rozpukaním. Kvantitatívne parametre rozpukania a charakter puklín sú určované mechanickými vlastnosťami hornín a nemusia preto odrážať granulometrické rozdiely. Príklady konkrétnych kvantitatívnych charakteristík ilustrujúcich pomer medzizrnovej a puklinovej priepustnosti flyšových pieskovcov Západných Karpát uvádza JETEL (1989c).

Zhodnotenie distribúcie hodnôt indexov Z a Y v rozsiahlejších skúmaných súboroch potvrdilo predpoklad lognormálneho rozdelenia priepustnosti a prietočnosti v štatisticky kvázihomogénnych súboroch dát. Toto zistenie má význam nielen pre optimalizáciu prognóz úrovne priepustnosti a prietočnosti v jednotlivých súvrstviach a regiónoch, ale aj pre identifikáciu efektu tektonického porušenia (puklinových zón) pri štúdiu hydraulických vlastností hornín. Anomálne hodnoty Z a Y, ktoré sú prejavom zastihnutia puklinových zón mimo normálneho prostredia horninového masívu, sa totiž výrazne odchyľujú od vyrovnávacej priamky kvantilového grafu smerom doprava – k vyšším hodnotám Z a Y.

Praktické aplikácie získaných poznatkov

Získané poznatky o distribúcii hodnôt hydraulických parametrov v skúmaných členoch flyšového pásma sú predovšetkým objektívnym kvantitatívnym podkladom pre prognózy potenciálnych výdatností hydrogeologických a exploatačných vrtov. Zo zistených charakteristík rozdelenia hodnôt indexu prietočnosti Y možno priamo odvodiť očakávané merné (špecifické) výdatnosti vrtov v pripovrchovej zóne jednotlivých súvrství spolu s ich pravdepodobnostným vyjadrením. Na prepočet použijeme upravený vzťah (3) vo forme

$$q_1^o = antilog\ (Y - 6) = 10^{(Y - 6)}, \qquad (81)$$

kde q_1^o = jednotková merná výdatnosť (pri znížení hladiny s = 1 m) vyjadrená v $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$. Na základe tohto vzťahu sme odvodili charakteristiky očakávaných hodnôt mernej výdatnosti v tab. 12. Pri praktickej aplikácii treba však brať do úvahy efekt priestorovej neuniformity prietočnosti pripovrchovej zóny (JETEL, 1990) a uvedené prognózy aplikovať iba na vrty v dolinách a v najnižších úsekoch svahov.

Zistené regionálne charakteristiky môžu slúžiť tiež ako podklad pre prognózy plošnej aj hlbkovej distribúcie priepustnosti pri riešení otázok ochrany podzemných vôd a ďalších hydrogeologických, inžinierskogeologických, ekologických, alebo geofyzikálnych úloh. V regionálnogeologických aplikáciách predstavujú zistené parametre priepustnosti a prietočnosti objektívne charakteristiky petrofyzikálnych

Tab. 12 Prognózy výskytu jednotkových merných výdatností v jednotlivých litostratigrafických členoch

	$Md(q_1^o)$	$G(q_1^o)$	q_1^o(68 %)
hlucký, prechodný a kopanický vývoj bielokarpatskej jednotky	0,027	0,022	0,008 — 0,061
vlársky vývoj bielokarpatskej jednotky	0,065	0,052	0,021 — 0,132
bystrické vrstvy	0,020	0,052	0,007 — 0,410
solánske súvrstvie	0,054	0,041	0,013 — 0,132
vsetínske vrstvy	0,071	0,062	0,022 — 0,176
kyčerské vrstvy	0,071	0,055	0,015 — 0,195
godulské súvrstvie	0,039	0,044	0,022 — 0,085
istebnianske vrstvy	0,050	0,052	0,008 — 0,366
podmenilitové súvrstvie	0,068	0,055	0,011 — 0,270
krosnianske súvrstvie	0,112	0,112	0,040 — 0,312
ždánicko-hustopečské súvrstvie	0,110	0,093	0,023 — 0,371

q_1^o = jednotková merná (špecifická) výdatnosť pri znížení s = 1 m, vyjadrená v $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$; Md, G = medián a geometrický priemer; q_1^o (68 %) = rozpätie hodnôt q_1^o zodpovedajúce rozpätiu hodnôt $M(Y) \pm s_y$ a zahrnujúce 68 % očakávaných hodnôt q_1^o

vlastností hornín jednotlivých litostratigrafických členov, ktoré sú výsledkom geologických procesov v časovej dimenzii. Majú preto význam pre posudzovanie rozdielov v tektonickom a paleogeografickom vývoji jednotlivých tektonických a litostratigrafických jednotiek.

Literatúra

AITCHISON, J. — BROWN, J. A. C., 1957: The lognormal distribution. Univ. Press Cambridge, 1 — 250.

BAJO, I., 1984: Doterajšie poznatky o priepustnosti a zvodnení flyšových hornín na území východného Slovenska. Puklinové a puklinovo-krasové vody a problémy ich ochrany (Zbor. ref. z 8. celoštát. hydrogeol. konf.). Bratislava, 27 — 33.

BAJO, I. — CIBUĽKA, Ľ., 1984: Čerchovské pohorie — regionálny hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava.

BARTLETT, M. S., 1947: The use of transformations. Biometrics, 3.

CABALA, D., 1976: Doterajšie poznatky o hydrogeologických pomeroch paleogénu Spišskej kotliny. Miner. slov. (Bratislava), 8, 2, 143 — 156.

CIBULKA, L. — BAJO, I., 1988: Poznatky z prieskumu a overovania optimálneho využitia podzemnej vody flyšových oblastí na východnom Slovensku. Zbor. Optimalizácia využitia puklinových a puklinovo-krasových vôd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 79 — 89.

HANZEL, V. — VRANA, K. — KULLMAN, E. — DOVINA, V. — ŠKVARKA, L., 1989: Groundwater resources in Slovakia (Czechoslovakia). Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 8, 7 — 24.

HORSKÝ, O., 1964: Zpráva o inž.-geologickém průzkumu pro přehradu na řece Lomné v Dolní Lomné u železničního viaduktu. Manuskript — Geofond, Praha.

HRDÝ, J., 1961: Zpráva o doplňujícím inž.-geologickém průzkumu pro vodárenskou nádrž na Kolelačském potoce u Bojkovic. Manuskript — Geofond, Praha.

HROUZKOVÁ, J., 1971: Ždánice — prameniště Klínařov. Závěrečná zpráva o provedení doplňujícího hydrogeologického průzkumu. Manuskript — Geofond, Praha.

HROUZKOVÁ, J., 1985: Hydrogeologický průzkum Jablunkov. Manuskript — Geofond, Praha.

HROUZKOVA, J., 1988: Hydrogeologický průzkum Jablunkov — Městská Lomná, III. etapa. Manuskript — Geofond, Praha.

CHOWANIEC, J. — OSZCZYPKO, N. — WITEK, K., 1983: Hydrogeologiczne cechy warstw krosnienskich centralnej depresji karpackiej. Kwart. geol. (Warszawa), 27, 4, 797 — 810.

JAHODA, V., 1978: Koběřice. Zpráva o hydrogeologickém průzkumu. Manuskript — Geofond, Praha.

JETEL, J., 1964: Použití hodnot specifické vydatnosti a nových odvozených parametrů v hydrogeologii. Geol. Průzk. (Praha), 6, 5, 144 — 145.

JETEL, J., 1968: A new comparative regional parameter of permeability for hydrogeologic maps. Mém. Ass. Int. Hydrogéol., 8, Congr. Istanbul 1967, Istanbul, 101 — 107.

JETEL, J., 1974: Complétement régional de l'information sur les paramètres pétrophysiques en vue de l'élaboration des modèles des systèmes aquifères. Mém. Ass. Int. Hydrogéol., 10, Congr. de Montpellier 1974, 1, Paris, 199 — 203.

JETEL, J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech. Knih. Ústř. Úst. geol. (Praha), 58, 1 — 248.

JETEL, J., 1984: Výsledky ověřování metodiky hydrodynamického výzkumu puklinových kolektorů. Manuskript — Geofond, Praha, 1 — 54.

JETEL, J., 1985a: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. Metod. Příruč. Ústř. Úst. geol. (Praha), 1, 1 — 147.

JETEL, J., 1985b: Využití vztahu mezi specifickou vydatností a koeficientem průtočnosti při hydrogeologických výpočtech. Geol. Průzk. (Praha), 27, 2, 42 — 45.

JETEL, J., 1985c: Vertical variations in permeability of flysch rocks in the Czechoslovak Carpathians. Kwart. geol. (Warszawa), 29, 1, 167 — 178.

JETEL, J., 1985d: Metody výzkumu hydraulických vlastností puklinových kolektorů (závěrečná zpráva). Manuskript — Geofond, Praha — Bratislava, 1 — 84.

JETEL, J., 1989a: Hydraulické parametre hornín paleogénu v západnej časti Hornádskej kotliny. Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 25, 259 — 268.

JETEL, J., 1989b: Relationship between hydrogeochemical characteristics of near-surface zone of rock massif and hydrodynamic conditions. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 8, 67 — 104.

JETEL, J., 1989c: Poznatky výskumu hydraulických vlastností hornín paleogénu Západných Karpát. Semin. Procesy vzniku, ochrana a využiteľnosť zdrojov pitnej vody, Stará Lesná 1989, Úst. hydrol. a hydraul. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 192 — 197.

JETEL, J., 1989d: Metody badań parametrów filtracji wodonośców szczelinowych i szczelinowo-krasowych. In: Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Konfer. naukowa Karniowice 1989, Warszawa, Wydawnictwo SGGW — Akademia Rolnicza, 9 — 13.

JETEL, J., 1990: Praktické dôsledky priestorovej neuniformity prietočnosti pripovrchovej zóny v hydrogeologickom masíve. Geol. Průzk. (Praha), 32, 2, 42 — 46.

JETEL, J., 1991: Faktory priestorového rozdelenia priepustnosti a prietočnosti v horninách karpatského flyšu. Vodohospod. Čas. (Bratislava), 39, 3 — 4, 260 — 268.

JETEL, J., 1993: Hydrogeologie a hydrogeochemie. In: Z. Stráník et al.: Geologie Ždánického lesa a Pavlovských vrchů. Praha, Čes. Geol. Úst., v tlači.

JETEL, J. et al., 1988: Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list 25 Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol., 1 — 216.

JETEL, J. — KRÁSNÝ, J., 1968: Approximative aquifer characteristics in regional hydrogeological study. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 51, 1, 47 — 50.

JETEL, J. — RYBÁŘOVÁ, L., 1975: Hydrogeologie a hydrogeochemie Moravskoslezských Beskyd. Manuskript — Geofond, Praha — Bratislava, 1 — 95.

JETEL,J. — RYBÁŘOVÁ, L., 1983: Hydrogeologie a hydrogeochemie. In: E. Menčík et al.: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. Praha, Ústř. Úst. geol., 200 — 229.

JETEL, J. — RYBÁŘOVÁ, L., 1985: Využití hydrogeotechnických údajů při studiu puklinových kolektorů. Manuskript — Geofond, Praha — Bratislava, 1 — 69.

JETEL, J. — RYBÁŘOVÁ, L., 1989: Poznatky o hydraulických vlastnostech hornin magurského flyše Západních Beskyd a moravsko-slovenských Karpat. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1986 (Praha), 71 — 72.

KLEČEK, F., 1958: Přehrada na Morávce v Morávce. II. dílčí zpráva. Inženýrskogeologický průzkum přehradního místa. Manuskript — Geofond, Praha.

KRÁSNÝ, J., 1986a: Charakter propustnosti a transmisivita flyšových sedimentů jižní části Ždánického lesa. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1984 (Praha), 119 — 121.

KRÁSNÝ, J., 1986b: Klasifikace transmisivity a její použití. Geol. Průzk. (Praha), 28, 6, 177 — 179.

KRÁSNÝ, J. et al., 1987: Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list 34 Znojmo. Praha, Ústř. Úst. geol., 1 — 130.

LINECKIJ, V. F., 1961: O charaktere treščinovatosti porod fliša krajevoj zony Sovetskich Karpat. Geol. Sbor. (Lvov), 7 — 8, 89 — 99.

MÉRY, V., 1987: Štiavnik. Správa o hydrogeologickom prieskume. Manuskript — Geofond, Bratislava.

NIEDZIELSKI, H., 1977: Geologia projektowanych zapór v Polskich Karpatach. Kraków, Politechnika Krakówska.

NIEDZIELSKI, H., 1978: Warunki hydrogeologiczne fliszu karpackiego w swietle badań geologiczno-inżenierskich. Zesz. nauk. Politechn. Krakowskiej (Kraków), 4.

OSZCZYPKO, N. — CHOWANIEC, J. — KONCEWICZ, A., 1981: Wodonośność piaskowców magurskich v świetle badań wodochl onności. Rocz. Pol. Tow. geol. (Kraków), 51, 1/2, 273 — 302.

PAPOUŠEK, Z., 1969: Zpráva o orientačním inženýrskogeologickém průzkumu pro vodní nádrž na Juhyni u Rajnochovic. Manuskript — Geofond, Praha.

PESL, V., 1985: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách z. části magurského flyše. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 3.

PESL, V., 1968: Litofácie paleogénu v magurské jednotce vnějších Karpat na území ČSSR a PLR. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 9, 71 — 117.

PESL, V. et al., 1981: Základní geologická mapa měřítka 1 : 25 000, list 25-143 Bystřice pod Hostýnem. Manuskript — Geofond, Praha.

PIVOVARČIOVÁ, J., 1972: Závěrečná zpráva o výsledcích inženýrskogeologického průzkumu na řece Lomné u Dolní Lomné. Manuskript — Geofond, Praha.

PLASGURA, J., 1971: Závěrečná zpráva o výsledku průzkumu pro rekreační oblast "Královec" u Valašských Klobouků. Manuskript — Geofond, Praha.

RYBÁŘOVÁ, L., 1987: Hydrogeologické poměry území listu Strání (33-123). In: O. Krejčí et al.: Základní geologická mapa 1 : 25 000 list 35-123 Strání. Arch. Ústř. Úst. geol., Praha.

ŘEZNÍČEK, V., 1982: Závěrečná zpráva Luhačovice — ochranná pásma. Manuskript — Geofond, Praha.

STRÁNÍK, Z. — KREJČÍ, O. — MENČÍK, E., 1989: Příspěvek ke geologii bělokarpatské jednotky. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1986 (Praha), 143 — 146.

VARGA, L., 1966: Najnovšie poznatky o priepustnosti skalných a poloskalných hornín na Slovensku. Manuskript — Geofond, Bratislava.

VERFEL, J., 1959a: Přehrada na Morávce v Morávce. Zkušební injektáž levého břehu. Manuskript — Geofond, Praha.

VERFEL, J.,, 1959b: Šance. Zpráva o výsledku vodních tlakových zkoušek a zkušební injektáže v přehradním profile E-E' na Ostravici v Šancích-Rečici. Manuskript — Geofond, Praha.

VOSTRČILOVÁ, D., 1979: Zpráva o závěrečném hydrogeologickém průzkumu pro JZD Družba Kobylí, farmu Horní Bojanovice. Manuskript — Geofond, Praha.

WOZNICA, L., 1976: Závěrečná zpráva o předběžném inženýrskogeologickém průzkumu přehradního profilu Rajnochovice-Košovy na řece Juhyni. Manuskript — Geofond, Praha.

ZAKOVIČ, M., 1980a: Hydrogeologické pomery paleogénu Levočských vrchov. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 2, 231 — 272.

ZAKOVIČ, M., 1980b: La caractéristique de la perméabilité des sédiments Paléogène de la Slovaquie. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 3, 143 — 173.

ZBOŘILKOVÁ, V., 1986: Zpráva o hydrogeologickém průzkumu Nedašov — Nedašova Lhota. Manuskript — Geofond, Praha.

ŽÚRKOVÁ, I., 1979: Hydrogeologický průzkum Kostelany — závěrečná zpráva. Manuskript — Geofond, Praha.

JÁN JETEL

Permeability and transmissivity of near surface rock zone in the western tract of the West Carpathian Flysch Belt

Summary

A regional evaluation of data from 156 pumping tests in hydrogeologic wells and 610 water injection tests in engineering-geologic drillholes allowed to infer objective characteristics of rock permeability and transmissivity in respective lithostratigraphic units making up the West Carpathian Outer Flysch Belt on the territory of Slovakia and Moravia. The investigated area extends from the divide between the Orava and Kysuca basins (northwestern Slovakia) in the east as far as the River Dyje (southern Moravia) in the southwest.

Our assessment focused on the near-surface zone of flysch rocks because most data available for regional evaluation concerned this zone. The near-surface zone is a layer of desintegrated rocks along with weathered mantle. Its permeability is much higher than that in deeper parts of the rock massif and decreases more or less gradually with depth. The decline in permeability can be approximated by an exponential function of depth. In the investigated territory, the near-surface zone roughly conformable with earth surface mostly is 20 to 40 m deep apart from some local exceptions. The mean permeability continues to decrease with depth in the transient zone to some 80 — 100 m below surface. However, the decline here is less regular. The vast majority of the hydrogeologic wells were drilled in this near-surface zone.

Because of the diversity of input data, our regional assessment was based upon comparative logarithmic parameters Y and Z inferred from specific capacity. Specific capacities $q = Q/s$ and/or $q^0 = Q^0/s$ (Q = discharge in $m^3 . s^{-1}$, Q^0 = discharge in litres per second, s = drawdown in metres) were measured throughout the investigated territory, even in areas where no other, more accurate methods were employed to determine hydraulic parameters of rocks. The q and q^0 values were used to determine permeability undex Z according to equation (2) and transmissivity index according to equation (3) where log = decimal logarithm and M = aquifer thickness. By the problematic determination of the aquifer thickness, values Z from equation (2) were replaced by permeability index of open interval in well Z_L according to equation (4) where L = length of open tested interval in well (below static water level). Z_L values were thus largely used in our calculations instead of Z. To make optimum comparisons, such specific capacity values (measured or extrapolated) were incorporated into equations (2) to (4) which correspond to a drawdown $s = 1$ m.

Hydraulic conductivities k and transmissivity coefficients T were derived from values Z and Y through logarithmic conversion difference defined by equation (5) where T = transmissivity coefficient in $m^2 . s^{-1}$ and q in $m^3 . s^{-1}$ per meter. After the conversion difference had been estimated or analytically inferred (JETEL, 1985a, b), conversion formulae (6) and (7) were used where k is given in $m . s^{-1}$ and T in $m^2 . s^{-1}$. Total conversion difference d from equations (5) to (7) is a sum total of basic difference d_0

corresponding to a hydrodynamically perfect well and additional conversion difference d_d which integrates the effects of additional hydraulic resistances in a real well. Under the conditions of Jacob's logarithmic approximation, the basic difference is calculated according to (8) where S = storativity, t = time from the start of pumping test to the moment specific capacity was measured, r = inner radius of well. Additional difference can partly be determined by analytic methods, but in our study we employed a constant value d_d = 0.10 corresponding to the d_d value most frequently encountered in wells of this kind.

Mean permeabilities and transmissivities in the investigated lithostratigraphic units were expressed for the respective data sets in the form of medians Md(Z) and Md(Y) as well as arithmetic means M(Z) and M(Y). Equations (6) and (7) then allowed us to estimate, for given characteristic values Y and Z, characteristics of mean hydraulic conductivity k and transmissivity coefficient T — i . e. medians Md(k) and Md(T) as well as geometric means G(k) and G(T) inferred according to equatíons (16) and (17) (M = arithmetic mean). Parameters Z and Y represent certain logarithmic transformations of hydraulic conductivity k and transmissivity coefficient T and therefore normal (Gauss) distribution of values Z and Y suggests lognormal distribution of values k and T.

In some comparisons we employed not only indices Z and Y but also analogous equivalent logarithmic transformations Z_k and T_Y of coefficients k and T defined by equations (13) and (14) (k in m . s^{-1}, T in m^2 . s^{-1}). Equation (15) connects them with the values of indices Z and Y.

For the most extensive data sets we also calculated the real mean value (mathematical expectance) E(x) of lognormally distributed values T and k using Aitchinson's and Brown's equations (19) to (21) where M(log x) = arithmetic mean of values log x (x = T or x = k), G(x) = geometric mean of values x, $s_{\log x}$ = standard deviation of log x values.

Hydrogeologic reinterpretation of data provided by water injection tests in holes drilled during engineering-geologic investigations in projected dam sites allowed us to study in detail changes in permeability with depth. The basic parameter here is specific injection capacity q_h (volume Q_h injected into rock during water injection test divided by the increase in groundwater level s_h at corresponding specific pressure in drillhole collar). By our reinterpretations, specific injection capacity q_h was transformed to the given permeability index Z' according to equations (22) and (23) where q_h^0 = specific injection capacity in l . s^{-1} per 1 meter of groundwater level increase and L = length of tested interval in metres. Hydraulic conductivities were derived from values Z' using equation (6). Basic conversion difference d_0 for water injection tests was derived through Jacob-Lohman's equation for capacity at constant drawdown. Value d_0 in water injection tests is controlled by permeability and storativity. The relationship for a test lasting 10 minutes in a drillhole 79 mm in diameter and in a 3-m-long interval is shown in Fig. 1. In intervals near the level of the first groundwater body, we assume storativity S of the order 10^{-2} (maximum S = 0.2). For greater depths, where storativity of 3-m intervals may be estimated at some S = 10^{-4} to 10^{-5}, we inferred equation (31) for S = 10^{-4} and (32) for S = 10^{-5}. Z' values changing with depth are mostly approximated by linear equation of type 26 where H = mean depth of tested interval below surface (m). Having converted values Z' to Z_k according to equation (15), we may approximate the relationship between Z_k and depth H by a regression equation of type 27. A linear regression equation (27) may be transformed to a regression equation of exponential relationship between coefficient k and depth H (28) (k_o = theoretic hydraulic conductivity at depth H = 0).

If the tested interval is so highly permeable that no increase in pressure took place by a water injection test and if s_h is close to zero, Z' would be immeasurably high. An opposite extreme is the case of immeasurably (indefinitely) low Z' when the rock is so impermeable that no water penetrated into it during an injection test. In sets containing such extreme data, the correlation between local medians Md(Z') in chosen depth intervals and mean depth of these intervals should be studied rather than the correlated between Z'. Having inferred equation (28), transmissivity T in the near-surface zone in the interval between the level of the first groundwater body and chosen lower limit is determined by our equation (33) where k_0 and α are parameters of equation (28), E = e^{α}, h = depth of level of the first groundwater body, b = chosen depth of lower limit (of calculation basis) of the interval for which value T is established.

The distributions of permeability index Z and transmissivity index Y determined by pumpung tests in the near-surface zone of respective lithostratigraphic units are given in Figures 2, 3, 10, 11 and 12 and

in Tab. 1. Estimated characteristics regarding the distribution of hydraulic conductivity k and transmissivity T inferred from values Z and Y are shown in Tabs. 2 and 3.

The knowledge resulting from the reinterpretation of data on water injection tests is given in Tabs. 4, 5, 7 and 10 as well as Figs. 4 and 5.

The most abundant information on pumping tests was available from the Vsetín Member (largely claystone lithofacies of the Zlín Formation — Middle to Upper Eocene), Rača unit of the Magura Flysch and from the Ždánice — Hustopeče Formation (Oligocene — Aquitanian) of the Ždánice unit of the Krosno Flysch. In contrast, most information on water injection tests came from the Godula Formation (Lower Turonian — Santonian) of the Silesian unit of the Krosno Flysch.

The Vsetín Member has a flysch character with claystones clearly dominating over sandstones. The results of statistical analyses (Tab. 6) did not confirm an earlier assumption that mean permeability increases with the growing percentage of sandstones. On the contrary, the analyses proved the opposite — the mean permeability significantly increases with the decreasing percentage of sandstones in open drillhole interval. Quantile graphs (Fig.s. 6 and 7) have confirmed that the determined distributions of values Z and Y can be approximated by a normal model, i. e. lognormal model of permeability and transmissivity distributions like in the Ždánice — Hustopeče Formation (Figs. 8 and 9).

The Godula Formation is a flysch formation composed of glauconitic graywacke sandstones alternating with siltstones and claystones. Even detailed data on water injection tests did not confirm any relationship between permeability and lithology. The permeability measured by water injection tests (Tab. 7a) is controlled by the depth below surface, morphologic position as well as tectonic or gravitational fracturing. The decline in mean permeability with depth in the interval 0 — 90 m is described by equation (70). The distribution of values Z' in some depth intervals well corresponds to a normal-distribution model (lognormal permeability distribution). The depth distribution of permeability can thus be approximated by several statistically quasihomogeneous "layers" corresponding to defined depth zones. Each of these "layers" is characterized by its own lognormally distributed set of permeability values (Tab. 7b). A comparison between the results of the reinterpretation of water injection tests and estimates based upon pumping tests in the Godula Member indicates that hydraulic conductivities inferred from the former correspond to the middle and higher parts of the whole interval inferred by the latter technique. Transmissivities T estimated from water injection tests correspond to the upper half of T values inferred from pumping tests or even exceed them. That is why the determined values T may be regarded as real.

The Ždánice-Hustopeče Formation consists of laterally alternating claystone, flysch and sandstone facies. The zero correlation coefficient (r = 0.04!) between mean index Z and percentage of sandstones p suggests that there is no correlation between the permeability and lithology (differences only occur by mimimum values).

Tabs. 1 — 3 and Figs. 10 — 12 indicate that mean permeability and transmissivity characteristics determined for respective lithostratigraphic units through pumping tests do not substantially differ from each other. The much lower mean permeability of the Godula Member probably resulted from a different depth of tested intervals. Mean permeability decreases with depth and consequently calculated mean permeability clearly depends upon the average depth of tested intervals (shallow drillholes indicate higher mean permeability than deeper ones situated in the same setting beccause the latter's results are influenced by low permeability in deeper intervals). The relationship between the mean M(Z) and mean value of half-depths of a drillhole H_s (the latter roughly corresponds to the depth of the middle of the tested interval) is expressed by a regression equation (77) where Z_h = expected value of M(Z) from pumping tests and H_s = mean half-depth of drillholes. A compresion between Z_h and actual means M(Z) reveals that residua $D_h = M(Z) - Z_h$ are roughly regularly distributed in the respective units (Tabs. 9). The D_h values increase from the inner tectonic units of the Flysch Belt towards the outer ones. This trend may be have resulted from different ages and consequently different diagenetic comparison of the rocks. A surprisingly high correlation (r = 0.844) was determined between rock age t and mean permeability. It is expressed by equation (79) where Z_t = expected value of M(Z) of rocks of mean absolute age t given in Ma (millins of years). The age of the investigated units ranges from 87 Ma (Biele Karpaty unit) to 28 Ma (Ždánice-Hustopeče Formation). Residua D_t (deviations of actual M(Z) from values Z_t expressed by equation (80) reflect to some extent the prevailing lithology of the formation (Tab. 9) which plays no role in comparisons at scale in individual tested intervals. The obtained knowledge suggests that hydrogeologic

properties of flysch rocks are significantly controlled by their age, a fact that was previously underestimated. Determination coefficient r_2 shows that some 71 % of differences in mean permeability between respective lithostratigraphic units are caused by their different ages. Mean permeability falls to 73 % of the initial value during 10 Ma and to 20 % during 50 Ma.

As transmissivity in the near-surface zone of hydrogeologic massifs is not spatially uniform (JETEL, 1990), the determined transmissivity parameters mostly correspond to the category of valley transmissivity T_v and therefore characterize transmissivity of the near-surface zone in low-lying areas such as valley bottoms and lowermost parts of slopes. The positive anomalous values correspond to transmissivity of fissure zones T_f. This nonuniformity also affects permeability values: mean permeability inferred from valley transmissivity is higher than that derived from slope transmissivity T_s.

The evaluation of the hydrogeologic reinterpretation of data provided by water injection tests has confirmed the validity of the principles of essential decline in permeability with depth in the near-surface zone of flysch rocks. This decline quantitatively plotted under various conditions suggests to what extent and in what sense vertical permeability distribution reflects the morphologic position of injection drillholes and conditions in respective locations and lithostratigraophic units (Fig. 4, Tab. 10). A comparison between the results of data reinterpretation from water injection tests and evaluation of data on pumping tests have revealed that, if properly interpreted, both techniques produce equal results. Using a fairly extensive data set we have thus confirmed the reliability of the method which had been developed by us to obtain optimum estimates of hydraulic conductivity and transmissivity based on water injection tests.

Our investigations have revealed that the near-surface zone of some flysch regions and lithostratigraphic units displays no clear relationship between permeability and lithology (higher permeability in sandstones and lower in claystones). Owing to the diagenetic reduction in sandstone intergranular permeability, the primary differences between the permeability of sandstones and claystones disappear in strongly consolidated rocks. As fissure permeability plays a decisive role, hydrogeologic properties of the rock massif become homogeneous regardless of the primary differences in the lithology and permeabilities of respective rock types. In places where brittle, fractured claystones alternate with less fractured sandstone bodies, the opposite relationship can be observed: tested claystone intervals have higher mean permeability than intervals composed of sandstones. In such a case, the growing percentage of sandstones in an open drillhole interval may result in a statistically significant drop in mean permeability (Vsetín Member). A scale effect may also take place: the relationship between permeability and lithology is distinct at a centimeter scale (measurements on rock samples), but disappears at a scale of tens or hundreds of centimetres (water injection tests, pumping tests over short intervals), and becomes clear once again at a scale of tens or hundreds of metres — by comparing hydrogeologic function of the entire rock complex. The prevailing lithologic composition is reflected by the comparison between whole lithostratigraphic units using residue D_t according to equation (80).

The fact that mean permeability does not depend upon the percentage of sandstones in tested intervals or even increases with the decreasing percentage of sandstones suggests an insignificant role of intergranular sandstone permeability in the total permeability of investigated flysch formations as the permeability is mostly controlled by fracturing. Quantitative parameters of fracturing are in turn controlled by the mechanic properties of rocks and therefore need not reflect granulometric differences.

The evaluation of the distribution of indices Z and Y in fairly large sets (Figs. 6 — 9) has proved that the lognormal permeability and transmissivity distribution model is viable for statistically quasihomogeneous data sets. This piece of information is significant not only to optimize permeability and transmissivity prognoses in separate formations and regions but also to identify the effect of tectonic fracturing (fissure zones) in the study of hydraulic properties of rocks. Anomalous values Z and Y, which allow to distinguish fissure zones from the normal undisturbed setting of the rock massif, clearly deviate to the right from the balance line of the rock massif — i. e. towards higher Z and Y values.

The obtained information will be employed in hydrogeologic calculations, models and prognoses regarding groundwater circulation in flysch rocks of the investigated regions. By the modelling of groundwater circulation in the near-surface zone of the Carpathian flysch, it will be necessary to take into account concrete quantification of the exponential drop in permeability with depth expressed by the relevant equation of type (28) characterizing the given setting.

Translated by M. Böhmer

Explanations to Figures

Fig. 1 A nomogram to make optimum estimates of basic conversion difference d_o from the determined value of index Z' and assumed storativity of tested interval S by the interpretation of data on water injection tests.

Fig. 2 Histograms showing permeability indices Z for respective lithostratigraphic units
ŽH — Ždánice-Hustopeče Formation, KR — Krosno Formation, PM — Submenilite Formation, IS — Istebná Member, GO — Godula Member, KY — Kyčera Member, VS — Vsetín Member, SO — Soláň Formation, BY — Bystrica Member, BV — Vlára facies of the Biele Karpaty unit, BH — Hluk, transient and Kopanice facies of the Biele Karpaty unit. Lithology (p = share of sandstones and conglomerates on the total length of tested interval): 1 - p = 0.0 (claystones), 2 - p = 0.01 - 0.20 (claystones intercalated with sandstones), 3 - p = 0.21 - 0.40 (dominant claystones alternating with sandstones), 4 - p = 0.41 - 0.60 (alternating sandstones and claystones), 5 - p = 0.61 - 0.80 (dominant sandstones alternating with claystones), 6 - p = 0.81 - 0.99 (sandstones intercalated with claystones), 7 - p = 1.00 (sandstones); Md — median, M — arithmetic mean.

Fig. 3 Histograms of transmissivity indices Z for respective lithostratigraphic units.
For explanations see Fig. 2

Fig. 4 Regression lines Z' = f(H) illustrating the relationship between transmissivity index Z' from water injection tests and half-depth of tested interval H.
1 — valley bottoms + slopes, 2 — valley bottoms, 3 — slopes. Profile near Bojkovice (Bystrica Member): B — slopes + bottom (6 — 41 m), Bd = valley bottom (8 — 41 m), Bs = slopes (6 — 27); profiles on Juhyne (Rusava and Hostýn Formations = Soláň Formation s. l.): J — valley bottom + slopes without drillhole J-101 (5 — 80 m); profiles in the Godula Member: G — valley bottoms + slopes (0 — 35 m and 0 — 90 m), Gd = valley bottoms (0 — 70 m), Gs = slopes (5 — 70 m); profile in the Istebná Member: I_1 5 — 30 m, I_2 60 — 85 m

Fig. 5 Regression lines illustrating the relationship between the logarithmic transformation Z_k of hydraulic conductivity k and depth H
B = profile near Bojkovice (Bystrica Member, valley bottom + slopes), J = profiles on Juhyne (without drillhole J-101, Rusava and Hostýn Formations, valley bottom + slopes, 5 — 80 m), G = profiles in the Godula Member (valley bottom + slopes, 0 — 35 m and 0 — 90 m)

Fig. 6 Quantile graph of permeability index for the Vsetín Member. Vertical axis — cumulative relative frequencies. M = arithmetic mean, s = estimated standard deviation of basic population.

Fig. 7 Quantile graph of transmissivity index Y for the Vsetín Member
For explanations see Fig. 6

Fig. 8 Quantile graph of permeability index Z for the Ždánice-Hustopeče Formation
For explanations see Fig. 6

Fig. 9 Quantile graph of transmissivity index Y for the Ždánice-Hustopeče Formation
For explanations see Fig. 6

Fig. 10 Comparison of permeability degree and variability in respective lithostratigraphic units
For symbols of lithostratigraphic units see Fig. 2. Z = permeability index, Md = median, M = arithmetic mean, s = estimated standard deviation of basic population, n = number of data, $s/\sqrt{n}$ = mean quadratic error of arithmetic mean, Z_{min} and Z_{max} = minimum and maximum noted value; k = hydraulic conductivity corresponding to mean conversion difference d = 0.14; III — VI: permeability classification by JETEL (1982) corresponding to given hydraulic conductivities

Fig. 11 Comparison of transmissivity degree and variability in respective lithostratigraphic units
For the symbols of units see Fig. 2 and for the legend to graphic illustrations see Fig. 10. Y = transmissivity index, q = specific capacity; III — V: transmissivity classes according to a classification by KRÁSNÝ (1986) at conversion difference d = 0.14

Fig. 12 Confidence intervals od determined mean permeability indices Z and transmissivity indices Y in respective lithostratigraphic units
For the symbols of lithostratigraphic units see Fig. 2. Oblongs mark the 95 % confidence interval. The limits of reliability intervals for arithmetic mean M were determined as $M + ts/\sqrt{n}$, where n = number of data, s = estimated standard deviation of basic set, t = values of Student's criterion for 0.05 significance level and degree of freedom $\gamma = n - 1$. The middle vertical in the oblong corresponds to determined sample arithmetic mean M

Západné Karpaty, sér. Hydrogeológia a inž. geol. 12, s. 63 — 117,
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1994

Eugen Kullman – Peter Malík – Kamil Vrana

Podzemné vody karbonátov mezozoika Čachtických Karpát

7 obr., 1 mapa, 27 tab., angl. resumé

A b s t r a c t. Groundwaters in the Čachtické Karpaty Mts. mostly recharge and circulate in Middle and Upper Triassic limestones and dolomites. Hydrogeologic research techniques applied in this mountain range have to cope with local specific hydrographic and geomorphologic features as the karst plateaux here are cut by several surface streams. Due to the absence of systematic stream-flow measurements needed to calculate groundwater resources, extensive expedition measurements were made during various climatic periods. The expedition hydrometric measurements of stream flows on 31 profiles together with the evaluation of chemical, microbiologic and bacteriologic quality of water allowed us to compile quantitative-qualitative schemes of surface as well as ground waters in the area concerned. To assess the quality of exploited as well as nonexploited groundwater sources changing over time, regime water samples were taken regularly from springs Teplička (Čachtice), Hladový (Višňové), Hydrocentrála (Nové Mesto nad Váhom), Kamienka (Trenčianske Bohuslavice) and well No. 7 in the water source Štvrtok nad Váhom.

Úvod

Vodohospodársky významnú hydrogeologickú štruktúru Čachtických Karpát budujú stredno- a vrchnotriasové vápence a dolomity, ktoré tu tvoria základné prostredie tvorby a obehu podzemných vôd. V podmienkach slovenských Západných Karpát ojedinelým špecifikom tejto krasovo-puklinovej hydrogeologickej štruktúry je jej otvorenosť – časť podzemných vôd sa tu totiž tvorí priamou infiltráciou z povrchových tokov, ktoré na niekoľkých miestach prerezávajú túto karbonátovú kryhu nedzovského príkrovu. Vzhľadom na túto skutočnosť vzrastá význam monitorovania kvality vôd v existujúcich zdrojoch podzemných vôd v Čachticiach a vo Štvrtku nad Váhom, ako aj dôslednej ochrany širšieho okolia štruktúry pred znečistením. Dúfame, že na úspešné využívanie a ochranu podzemných vôd Čachtických Karpát poslúži i tento príspevok.

Geomorfologické, hydrografické a klimatické pomery

Čachtické Karpaty sú podľa regionálneho geomorfologického členenia (Mazúr – Lukniš, 1980) najsevernejším podcelkom Malých Karpát. Rozprestierajú sa medzi

RNDr. E. Kullman, DrSc., RNDr. P. Malík, RNDr. K. Vrana, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Bzincami pod Javorinou, Prašníkom, Čachticami a Ivanovcami. Na západe prechádzajú do Myjavskej pahorkatiny, na východe klesajú do Podmalokarpatskej pahorkatiny. Najvyšším bodom pohoria je kóta Na Salaškách (588 m n. m.). Priemerná nadmorská výška časti budovanej vápencami a dolomitmi s rozlohou 71,0 km^2 je 294,9 m.

Územie je odvodňované Váhom, resp. jeho pravostrannými prítokmi Jablonkou (v staršom názvosloví Hrabutnicou), Klanečnicou a jej pravostranným prítokom Kamečnicou, Bošáčkou a potokom od Haluzíc. Hydrografická sieť je riedka, toky sa rozvinuli na zlomovom systéme SZ – JV s výnimkou hornej časti prielomu Jablonky, ktorý sleduje smer SV – JZ, avšak neskôr sa kolmo ohýba do smeru SZ – JV.

Najvýraznejším prvkom krasového terénu Čachtických Karpát je Čachtická krasová plošina, zaberajúca strednú časť pohoria s rozlohou 12 km^2. Z poriečnej nivy Váhu alebo spod sprašovej pseudoterasy vystupuje strmé úbočie vysoké 120 – 150 m so sklonom 30 – 35°. Úbočie sa končí ostrou hranou a prechádza do plošinového povrchu. Mitter (1974) tu rozlíšil tri úrovne zarovnávania. Najnižšia je erózno-denudačná plošina vo výške 130 – 150 m vo vzťahu k Váhu, ďalšia, vo výške okolo 200 až 220 m, sa zachovala len vo zvyškoch a posledná je vrcholová úroveň, prevýšená 400 m nad úrovňou Váhu. Z hľadiska rozvoja krasu sú významné dve nižšie úrovne, o existencii ktorých svedčia dve úrovne dolín a krasových jám. Je zrejmé, že kras tohto územia prekonal viacero vývinových fáz. Dôkazy o úplnom krasovom cykle vedúcom k vytvoreniu peneplénu sa nezachovali. Závažným faktorom je významný hlinito-sutinový a sprašový pokryv vo všetkých krasových územiach. Je splavovaný do podzemia, kde napomáha kolmatáciu puklín a krasových dutín.

Čachtická plošina je súčasťou tzv. Nedzovského krasu, ktorý okrem nej tvorí aj vrcholová časť masívu Nedze s kótou Na Salaškách (588 m n. m.). Územie južne od kaňonu Jablonky zas buduje kras Plešivca, tvorený najmä dolomitmi, menej vápencami.

Spomedzi klimatických charakteristík sú pre hydrogeológiu najdôležitejšie zrážky a teploty vzduchu. Priemerná ročná teplota sa v podstatnej časti pohoria pohybuje medzi 8 – 9 °C. Z hľadiska zrážkových pomerov možno Čachtické Karpaty hodnotiť podľa dlhodobých pozorovaní v staniciach Bošáca a Nové Mesto nad Váhom, ktoré sa nachádzajú priamo v hodnotenom území. Dlhodobé priemerné zrážky v období 1901 – 1980 boli v stanici Bošáca 700 mm a v stanici Nové Mesto nad Váhom 628 mm. Ročný súhrn zrážok v hydrologickom roku 1987, v ktorom bola vykonaná hydrologická bilancia pohoria, bol v stanici Bošáca 767 mm (109,6 % vo vzťahu k dlhodobému priemeru) a v stanici Nové Mesto nad Váhom 680 mm (108,3 %). Hydrologický rok 1987 bol teda zrážkovo nadpriemerný približne o 9 %. Z tohto hľadiska budú i získané výsledky o zdrojoch podzemných vôd mierne nadhodnotené voči dlhodobému priemeru.

Pre širší prehľad uvádzame tabelárne spracované priemerné mesačné, polročné a ročné úhrny zrážok zo zrážkomerných staníc v hodnotenom území i v jeho okolí za obdobie 1901 – 1980, ako aj zodpovedajúce hodnoty v hydrologickom roku 1987 (tab. 1).

Tab. 1 Prehľad aktuálnych a dlhodobých zrážkových pomerov v Čachtických Karpatoch a ich okolí

Mesačné úhrny zrážok v mm (hydrologický rok 1987)

Stanica	1986		1987												
	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI-X.	XI-IV.	V.-X.
Trenčín	21	103	71	24	15	39	94	75	48	56	66	20	632	273	359
Myjava	20	85	88	55	32	42	131	98	87	45	75	40	798	322	476
Vrbové	19	68	63	41	18	46	109	73	39	48	42	29	595	255	340
Brezová pod Bradlom	25	95	88	61	23	41	148	101	88	54	55	41	820	333	487
Chocholná — Kykula	17	135	106	51	34	68	154	105	61	79	85	46	941	411	530
Adamovské Kochanovce	24	127	74	32	27	46	117	105	62	72	86	38	810	330	480
Ľubina	23	115	81	63	28	31	117	103	56	62	76	44	799	341	458
Nové Mesto n. V.	27	93	72	55	22	34	100	84	43	55	61	34	680	303	377
Nová Bošáca	19	102	93	51	25	62	165	104	65	71	76	25	858	352	506
Bošáca	18	88	98	45	23	47	119	96	58	71	66	38	767	319	448
Častkovce	20	91	96	48	27	41	100	72	46	40	54	25	660	323	337
Piešťany	19	65	44	39	19	37	110	66	27	57	48	19	550	223	327
Krajné	16	73	76	50	15	41	109	98	56	49	61	39	683	271	412

Priemerné mesačné úhrny zrážok v mm (1901 — 1980)

Stanica	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI-X.	XI-IV.	V.-X.
Bošáca	64	59	49	45	46	50	61	75	74	71	50	56	700	313	387
Brezová pod Bradlom	66	58	48	41	44	52	64	72	77	69	49	56	696	309	387
Dobrá Voda	68	66	56	48	52	57	64	75	74	67	52	59	738	347	391
Kočovce	60	47	40	36	36	44	64	73	74	68	48	49	639	263	376
Ľubina	65	62	52	46	47	50	64	76	76	66	50	59	713	322	391
Nové Mesto n. V.	55	53	41	37	36	44	59	72	70	64	46	51	628	266	362
Trenčín	60	54	44	38	42	46	60	77	76	68	49	52	666	284	382
Vrbové	58	54	44	39	39	46	58	68	69	59	45	49	628	280	348

Geologické pomery

Od čias D. Štúra (1860), L. V. Löczyho (1915), D. Andrusova (1933, 1936), J. Hanáčka (1954) bolo v pohorí vykonaných viacero novších výskumov prevažne stratigrafického zamerania. Ich prehľad, ako aj súčasné názory na geologickú stavbu a stratigrafickú príslušnosť hornín Čachtických Karpát vyjadruje práca "Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát; spracovaná kolektívom autorov (Salaj – Began – Hanáček – Mello – Kullman – Čechová – Šucha, 1987), nadväzujúca na predtým vydanú mapu v mierke 1 : 50 000 (Began – Hanáček – Mello – Salaj, 1984). Keďže dôkladný obraz o geologických pomeroch územia môže čitateľ získať štúdiom týchto prác, podávame len stručný prehľad geologických pomerov.

Mezozoické súvrstvia budujúce pohorie Čachtických Karpát patria prevažne k predsenónskym litostratigrafickým jednotkám – k jablonickej skupine (karbonáty triasu) a hrušovskej skupine (jurské sedimenty). Obe skupiny tvoria litostratigrafický obsah tektonickej jednotky nedzovského príkrovu, radeného k najvyšším príkrovom Západných Karpát.

Okrem nich patria k mezozoiku i menšie výskyty sladkovodných "schyzofytových" vápencov a valchovských zlepencov, ktoré radíme k brezovskej skupine. Celá oblasť bola postihnutá vrásnením počas strednej kriedy, ale aj v mladších obdobiach (laramské a sávske vrásnenie), až po miocén. V súčasnosti predstavujú Čachtické Karpaty megaantiklinálu hrasťového typu, ohraničenú na západe sedimentmi Myjavskej pahorkatiny a na východe depresiou výbežku Podunajskej nížiny s okrajovými zlomami uklonenými na západ, resp. východ. Na severe a juhu Čachtických Karpát vystupujú mladšie členy (najmä jurské), strednú časť pohoria tvoria wettersteinské vápence a dolomity (Čachtická krasová plošina) a hlavný dolomit (kras Plešivca). Najsevernejšia časť územia, ktoré geograficky patrí už k južnej časti Bielych Karpát, bola tektonicky veľmi namáhaná.

Mezozoické sedimenty tu tvoria tektonické šupiny pretiahnuté prevažne v sv.-jz. smere, ale i v kolmom, uklonené prevažne na JV. Okrem okrajových zlomov sa geomorfologicky výrazne prejavujú priečne sz.-jv. zlomy, pokračujúce z Myjavskej pahorkatiny, na ktorých sú založené prakticky všetky povrchové toky. Zatiaľ čo tieto zlomy hrajú hlavnú úlohu pri tvorbe povrchovej riečnej siete, systém zlomov sv.-jz. smeru paralelný s okrajovými zlomami má hlavný význam pri rozvoji podzemnej siete preferovaných ciest podzemných vôd (Mitter, 1974). Podstatná časť jaskynných priestorov je totiž založená na týchto sv.-jz. zlomoch.

Do pohoria zasahuje taktiež neogén Podunajskej nížiny, ktorý leží na mezozoických členoch pohoria v jeho juhovýchodnej a južnej časti. Sú to súvrstvia dvoch samostatných miocénnych sedimentačných cyklov – egenbursko-otnanského a karpatsko-bádenského. Oba cykly sa začínajú transgresívnymi zlepencami, nad ktorými nasleduju pieskovce a piesky, postupne striedané ílovitým materiálom – slieňovcami a ílovcami. Hrúbka egenburských zlepencov, pieskovcov a piesčitých vápencov je 100 až 150 m, hrubozrnných pieskovcov s pieskami s polohami zlepencov 40 – 80 m a vápnitých pieskovcov s ílovcami 100 m. Jablonické zlepence karpatu majú hrúbku 300

až 600 m, nadložné piesčité slieňovce, kremité piesky a bridličnaté slieňovce 200 až 300 m.

Z kvartérnych sedimentov sú tu zastúpené najmä eolické sedimenty – spraše a sprašové hliny a fluviálne sedimenty údolných nív. Pleistocénne fluviálne sedimenty terás zaberajú iba malé plochy v svahoch potoka Bošáca. Spraše a sprašové hliny ležia prevažne na mezozoických karbonátoch, ale aj na terasových štrkoch na východných výbežkoch pohoria. Fluviálne sedimenty údolných nív sú vyvinuté najmä v údolí Váhu, kde dosahujú mocnosť 8 – 20 m. V údoliach pravostranných prítokov Váhu – Bošáčky, Kamečnice a Jablonky – boli overené mocnosti kvartérnych sedimentov v rozsahu od 9,7 do 19,5 m. V údolí Klanečnice na lokalite Dolné Srnie bolo dokumentovaných 50,2 m striedajúcich sa polôh štrkov, zaílovaných štrkov a ílov, avšak nevedno, či časť vrtného profilu nepatrí už k miocénu.

Hydrogeologická preskúmanosť

Regionálne zhodnotenie celého pohoria, zohľadňujúce vzájomné vzťahy infiltrácie, akumulácie a výstupu podzemných vôd v Čachtických Karpatoch, bolo spracované v r. 1988 (Kullman – Vrana – Malík). Z lokálnych hydrogeologických prieskumných prác boli prvé zamerané na hodnotenie využiteľných množstiev podzemných vôd prameňa Teplička v Čachticiach (Bujalka, 1960), ak neprihliadame na Neupauerovo orientačné hodnotenie využiteľnosti tohto prameňa v r. 1954 pri realizovaní dvoch spúšťaných studní v prameništi. Z ďalších lokálnych prieskumov sú to práce týchto autorov: Říha, 1964 (vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtov vo Višňovom), Everling, 1961 (vyhodnotenie hydrogeologického vrtu pre JRD Trenčianske Bohuslavice), Pechočiaková, 1968 (vyhodnotenie hydrogeologického vrtu MP-3 Čachtice), Jendraššák, 1969 (vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HV-1 vo Višňovom), Jalč, 1970 (hydrogeologický prieskum v Novom Meste nad Váhom, vrt HV-1). Rozsiahlejší hydrogeologický prieskum na lokalite Štvrtok nad Váhom realizoval Bátory (1973). Zahrnoval realizáciu 5 hydrogeologických vrtov a čerpacie skúšky s cieľom zachytiť vody prameniska vo Štvrtku n/V. a stanoviť využiteľné množstvo podzemných vôd. Ďalšie lokálne prieskumy realizovali: Bátory, 1973 (vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu na lokalite Dolné Srnie), Bátory, 1981 (Dolné Srnie – hydrogeologický prieskum), Valachovičová, 1984 (vyhodnotenie čerpacej skúšky na studni v Novom Meste nad Váhom – Tehelnej ulici), Méry, 1978 (TR Nové Mesto nad Váhom – hydrogeologický prieskum, lokalita Trenčianske Bohuslavice).

Všetky uvedené prieskumy s výnimkou dvoch rozsiahlejších (Bujalka, 1960; Bátory, 1973) mali úzko lokálny charakter, spočívajúci v realizovaní 1 – 2 vrtov a v overení ich výdatnosti.

Na poznatky, získané pri hĺbení stavebnej jamy pre hydrocentrálu v Novom Meste nad Váhom, nadviazal tematický hydrogeologický výskum pozostávajúci z uskutočnenia a vyhodnotenia dvoch hydrogeologických vrtov s cieľom riešiť zvýšenie efektívnosti a optimalizáciu využívania krasovo-puklinových podzemných vôd z akumulovaných zásob

(KULLMAN, 1984). Na získané výsledky nadviazal ďalší, 150 m hlboký vrt na tejto lokalite: ČK-1 (MALÍK – VRANA, 1990). Jeho cieľom bolo overiť možnosť zachytenia vôd na vhodnejšej lokalite, než je bezprostredné okolie hydrocentrály, železnice a štátnej cesty.

Hydrogeologické pomery

Základným prostredím tvorby a obehu podzemných vôd v Čachtických Karpatoch sú triasové (stredno- a vrchnotriasové) vápence a dolomity s vekovým rozpätím anis – kordevol. V západnej a južnej časti pohoria sú to najmä mladšie členy triasu – hlavné dolomity (karn – norik) a dachsteinské (rifové, lagunárne a lumachelové) vápence. V severozápadnej časti (Čachtická krasová plošina) sú to stratigraficky nižšie členy – na malej ploche vystupujúce schreyeralmské vápence (str. anis – kordevol) a v ich nadloží wettersteinské vápence, zaberajúce najväčšiu plochu, ktoré sú smerom na severozápad na okraji pohoria vystriedané wettersteinskými dolomitmi (ladin – kordevol).

Na sever od Nového Mesta nad Váhom v oblasti Tureckého vrchu (345 m n. m.) a Hájnice (341 m n. m.) vystupujú postupne z juhu na sever karbonátové členy triasu od wettersteinských vápencov po hlavné dolomity.

Napriek existencii jednotného zvodneného celku je nutné rozlíšiť rozdielnosti medzi vápencami a dolomitmi. Vápence sú prevažne výrazne skrasovatené, s kavernami a puklinami, v značnej miere zaplnenými produktmi zvetrávania, s výraznou filtračnou heterogenitou. V dôsledku silného tektonického porušenia sú dolomity charakterizované najmä svojou puklinovou priepustnosťou. Ide prevažne o mikropukliny a drobné pukliny, ktorými sú dolomitové súvrstvia prestúpené.

Dominantnú hydrogeologickú funkciu má v tomto pohorí zlomová tektonika. Okrajový zlomový systém sv.-jz. smeru, obmedzujúci pohorie z východnej strany, je hlavným drénom podzemných vôd celého pohoria. Absolútne podstatná časť ich výstupov je na tomto zlomovom pásme. Aj najväčšie výdatnosti vrtov boli dokumentované na východnom okrajovom zlome, a to tak vo wettersteinských vápencoch (Čachtice, Nové Mesto nad Váhom – hydrocentrála), ako i v hlavných dolomitoch. Dôkazom otvorenosti a drenážneho účinku okrajového zlomového pásma je i ovplyvnenie hladiny podzemných vôd v čachtickom prameníšku "Teplička" čerpaním krasových vôd pri odvodňovaní stavebnej jamy 7,5 km vzdialenej hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom (bližšie pozri v ďalšom texte).

Vnútri pohoria bola podstatná časť hydrogeologických vrtov lokalizovaná do hlavných dolomitov. Tieto vrty bez ohľadu na umiestnenie a hĺbku dokumentovali všeobecne malé zvodnenie. Špecifické výdatnosti vrtov sa pohybovali v rozmedzí 0,01 – 0,015 $l \cdot s^{-1}$ (na východnom okrajovom zlome to bolo 1,0 – 18,0 $l \cdot s^{-1}$). Svedčilo by to o relatívne nižšej priepustnosti hlavných dolomitov, čo je v súlade s poznatkami z niektorých iných pohorí Západných Karpát.

Doterajšie výsledky hydrogeologického výskumu a lokálnych prieskumov vychádzajúce z vrtných prác dokumentovali teda veľké zvodnenie sv.-jz. okrajového

zlomového pásma a malé zvodnenie blokov vnútri pohoria. Hydrometrické merania a dokumentované významné straty vôd v povrchových tokoch však poukazujú na možnosť existencie otvorených, dobre zvodnených porúch v triasových karbonátoch i vnútri pohoria. Zrejme ide o vnútorné zlomy sv.-jz. smeru (MITTER, 1974), ktoré neboli preverované vrtmi, avšak sú sledovateľné pri usmerňovaní krasových dutín, chodieb i podzemných tokov.

Druhý zlomový systém sz.-jv. smeru dal predispozíciu pre vznik povrchových tokov prerezávajúcich Čachtické Karpaty. Tieto zlomy sa z hľadiska otvorenosti a hydrogeologickej funkcie javia ako menej významné, pretože dosiaľ na nich neboli dokumentované sústredenejšie výstupy podzemných vôd.

Mladšie – jurské a kriedové členy – sú hydrogeologicky menej až málo významné, a to pre ich malé plošné rozšírenie i pre hydraulické vlastnosti. Pri severozápadnom okraji pohoria vystupujú krinoidové vápence s rohovcami a červené hľuznaté, miestami piesčité vápence (lias – doger), hľuznaté rohovcové vápence (doger – malm), kalové vápence s rohovcami a vyššie s polohami organodetritických vápencov (malm), kalové vápence a sliene (vrchný titón – valangin). Pri južnom okraji sú na povrchu v podstatnom rozsahu kalové vápence s rohovcami a vyššie s polohami organodetritických vápencov (malm) a v podradnej miere pri západnom okraji kalové vápence a sliene. Všetky tieto súvrstvia jury až kriedy majú iba puklinovú, aj to značne obmedzenú priepustnosť.

Neogénne sedimenty (prevažne zlepence a pieskovce) majú medzizrnovo-puklinovú priepustnosť. Na základe analógie s Brezovskými Karpatmi usudzujeme, že sčasti tvoria jednotný, hydraulicky prepojený celok s karbonátmi triasu (najmä egenburské zlepence a pieskovce, ktoré tu majú najväčšie plošné zastúpenie), vyššie členy egenburského a karpatsko-bádenského sedimentačného cyklu (ílovce, slieňovce, slienité vápence) pôsobia ako hydrogeologický izolátor.

Osobitnú pozornosť si zasluhujú kvartérne sedimenty, ktoré môžeme rozdeliť do dvoch skupín. Do prvej skupiny možno zaradiť eolické sedimenty (spraše a sprašové hliny), deluviálne sedimenty a sčasti fluviálne sedimenty terás. Ich hydrogeologický význam je hlavne v tom, že vytvárajú kryciu a filtračnú vrstvu na karbonátoch a majú pravdepodobne významnú filtračnú funkciu pri odstraňovaní značnej časti mikrobiologického a bakteriologického znečistenia, zrejme v spoluúčinnosti so silne porušenými dolomitmi.

Do druhej skupiny zaraďujeme holocénne fluviálne sedimenty údolných nív, tvorené prevažne štrkmi, štrkopieskami a pieskami s rôznym stupňom zahlinenia, dosahujúce veľké hrúbky. Dokumentujú to hydrogeologické vrty: v údolnej nive Bošáčky 19,5 m, Klanečnice 50,0 m (zrejme aj s časťou neogénu), v údolnej nive Kamečnice 16,5 m a Jablonky 10,0 m. Špecifické výdatnosti vrtov sa pohybujú medzi 0,7 – 4,2 $l \cdot s^{-1}$. Koeficienty filtrácie sa pohybujú od $8{,}8 \cdot 10^{-5}$ do $1{,}4 \cdot 10^{-3}$ $m \cdot s^{-1}$. Fluviálne sedimenty údolných nív majú teda v Čachtických Karpatoch značný hydrogeologický význam a nie sú zanedbateľné.

Krasovo-puklinové pramene Čachtických Karpát

Z hľadiska výstupov podzemných vôd karbonátovej štruktúry sú Čachtické Karpaty charakteristické veľmi malým počtom krasovo-puklinových prameňov. Podzemné vody tu vystupujú na povrch v 7 krasovo-puklinových prameňoch, z ktorých časť vytvára líniové alebo plošné prameniská. Z nich významné pramene alebo prameniská sa nachádzajú na východnom okraji pohoria. Sú to: pramenisko vo Štvrtku nad Váhom, prameň "Kamienka" v Trenčianskych Bohuslaviciach, skryté a zjavné výstupy krasovo-puklinových vôd do odpadového kanála hydrocentrály Nové Mesto nad Váhom a rozsiahly plošný výver "Teplička" v Čachticiach. Na všetkých štyroch lokalitách výstupov krasovo-puklinových vôd boli urobené umelé zásahy a majú narušený prírodný stav odvodňovania. Na troch je realizovaný odber zo studní a vrtov, na výstupe vôd v Novom Meste nad Váhom bola vytvorená drenáž, odvádzajúca časť podzemných vôd do odpadového kanála hydrocentrály.

Na západnom okraji hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát vyvierajú iba dva menej až málo významné krasovo-puklinové pramene jv. od Krajného, a to prameň "Mozoláci" a prameň "Dobrá Mera". Oba sú zachytené a využívané klasickým spôsobom.

Jediným prameňom vyvierajúcim vnútri hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát je nezachytený občasný prameň "Hladový" v doline Jablonky.

Pramene vo Štvrtku nad Váhom

Vyvierajú asi 1100 m jjz. od obce Štvrtok nad Váhom na východnom okraji hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát pod vrchom Hájnica. Vystupujú z dolomitov jablonickej skupiny nedzovského príkrovu na tektonickom styku s neogénnou a kvartérnou výplňou dolnovážskej nivy.

Pôvodný výver tvoril rozsiahle zamokreniny, čiastočne zdrénované, so sumárnou výdatnosťou dvoch drénov a jedného sústredeného prameňa 24 — 29 l . s^{-1} s teplotou vody 10,0 °C (6. 9. 1957). Následne došlo k odvodneniu územia povrchovými kanálmi a k zachyteniu a využitiu vôd prameniska vrtmi. Na lokalite bolo realizovaných 5 hydrogeologických vrtov. V rámci hydrogeologického výskumu bol priebežne dokumentovaný sumárny odbor z prameniska za hydrologický rok 1987. V tab. 2 podávame mesačné priemery a ročný priemer sumárnych odberov z prameniska za hydrologický rok 1987 (čerpané z odberných studní v rôznych kombináciách).

V období od 1. 11. 1986 do 9. 1. 1987 bol realizovaný nízky skúšobný odber (začatie definitívneho odberu na lokalite) v priemerných denných množstvách medzi 17,9 l . s^{-1} — 45,1 l . s^{-1}. Od 9. 1. 1987 bol zahájený zvýšený odber, pohybujúci sa väčšinou medzi 105 — 109 l . s^{-1} až do apríla 1987, keď bol odber znížený a pokračoval zhruba v hodnotách 71,8 — 85,8 l . s^{-1} do konca hydrologického roka. Podzemné vody tu majú priemernú teplotu 9,9 °C a celkovú mineralizáciu okolo 550 mg. l^{-1}.

Prameň "Kamienka" Trenčianske Bohuslavice

Prameň vyviera na východnom okraji hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát 350 m západne od železničnej stanice Trenčianske Bohuslavice z dachsteinských vápencov na styku s neogénnou a kvartérnou výplňou dolnovážskej nivy. Je to pretekavý (bariérový) prameň.

Pôvodný výver tvoril sústredený prameň vystupujúci nad pätou svahu s výdatnosťou medzi 6,5 l . s^{-1} a 10,0 l . s^{-1} a s teplotou vody 10 °C. Bol klasicky zachytený pramennou záchytkou a využívaný. Neskoršie bol záchyt podzemných vôd prebudovaný na širokoprofilovú studňu a odber realizovaný čerpaním s určitou možnosťou regulácie odberu.

V rámci hydrogeologického výskumu bol priebežne dokumentovaný sumárny odber z prameňa za hydrologický rok 1987. V tabuľke 2 podávame mesačné priemery a ročný priemer odberov z prameňa za hydrologický rok 1987. Teplota vody prameňa kolíše v hraniciach 10,1 — 10,8 °C a celková mineralizácia dosahuje v priemere cca 535 mg. l^{-1}.

Tab. 2 Prehľad odberu podzemných vôd z prameníšk v Čachticiach, Trenčianskych Bohuslaviciach a vo Štvrtku nad Váhom za hydrologický rok 1987 (údaje v $l \cdot s^{-1}$)

Pramenisko	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Čachtice "Teplička"	214,25	211,48	200,78	166,42	148,58	117,82	138,77	147,35	183,59
Trenč. Bohuslavice "Kamienka"	6,03	8,96	12,94	9,12	6,92	6,71	4,79	5,85	6,53
Štvrtok nad Váhom vodáreň	44,01	31,20	82,99	107,26	107,61	97,30	78,44	74,18	71,77
sumárne	264,29	251,64	296,72	282,81	261,68	221,83	222,01	227,19	261,71

Pramenisko	VIII.	IX.	X.	Hydrol. rok
Čachtice "Teplička"	176,87	175,81	181,89	172,11
Trenč. Bohuslavice "Kamienka"	6,53	8,16	8,37	7,54
Štvrtok nad Váhom vodáreň	83,93	85,78	82,77	78,75
sumárne	267,34	269,76	273,04	258,25

Prameň "Výtok do kanála hydrocentrály" (Nové Mesto nad Váhom)

Nachádza sa na východnom okraji hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát, asi 100 m ssv. od cestného mosta nad cestou a železnicou Piešťany — Trenčín. Vody vyvierajú z wettersteinských vápencov nedzovského príkrovu.

Pri výstavbe hydrocentrály Nové Mesto nad Váhom boli tieto podzemné vody zachytené drénmi a zvedené potrubím do kanála hydrocentrály pod výverisko od turbín.

Celkový odtok týchto podzemných vôd nie je presne merateľný, nakoľko potrubie je pri vysokých hladinách vody v kanále hydrocentrály zaplavené. Merateľná je iba časť týchto vôd, viacnásobne dokumentovaná v období hydrologického roku 1987. Výsledky týchto meraní sú uvedené v tab. 3. Ďalej sú uvedené predpokladané celkové sumáre z drénu na základe analógie a odhadov.

Prameň "Teplička" (Čachtice)

Vyviera v obci Čachtice, v jej centrálnej časti (cca 500 m poniže kostola). Z geologického hľadiska ide o výstupný prameň pravdepodobne z wettersteinských, dobre krasovatejúcich vápencov, poklesnutých v mieste prameňa a prekrytých neogénnymi a kvartérnymi sedimentmi. Podzemné vody zostupujú z infiltračných oblastí do hĺbky 150 — 200 m a po okrajových zlomoch pohoria sv.-jz. smeru, resp. na ich križovaní so zlomami ssz.-jjv. smeru vystupujú na povrch. Ich prestup do dolnovážskej nivy je blokovaný málopriepustnými až nepriepustnými sedimentmi neogénu a kvartéru.

Pôvodne išlo o rozsiahlejšie pramenisko s viacerými vývermi. Vody prameniska boli v prvej fáze zachytené dvoma obdĺžnikovými širokoprofilovými studňami (4 x 6,5 m) až po vápencové podložie. Dodatočne v r. 1968 bol realizovaný doplnkový hydrogeologický vrt HP-3 v blízkosti studní do hĺbky 12,1 m (0,0 — 2,5 m jemnopiesčitá hlina, 2,5 — 11,0 m zahlinené štrky, prípadne zlepence s valúnmi s priemerom 5 — 10 cm, 11,0 — 12,1 zlepence).

V dobe výstavby hydrocentrály Nové Mesto nad Váhom pri čerpaní podzemných vôd zo stavebnej jamy hydrocentrály boli studne v Čachticiach výrazne ovplyvnené (pokles hladiny až o 5 m). Bližšie o tom hovoríme v ďalších kapitolách.

Pramene pred zachytením studňami neboli merané, a preto o ich pôvodných výdatnostiach nemáme konkrétnejšie údaje. Jediný, málo presný údaj je zo zápisnice podpísanej Ing. P. Neupauerom: Súčasne sa zachytí prameň v Čachticiach s výdatnosťou cca 150 l . s^{-1} a s teplotou vody 14,8 °C.

Ďalšie údaje získal E. Kullman po zachytení a využívaní prameňa:

18. 7. 1957 sumárny odber 55,5 — 64,0 l . s^{-1} pri s = 1,0 — 1,2 m, teplota vody 14,7 °C, teplota vzduchu 27,0 °C

19. 9. 1957 Teplota vody 14,1 °C, teplota vzduchu 18,0 °C.

V rámci tohto výskumu bola poniže záchytných studní, asi 150 — 200 m východne od prameňa dokumentovaná drenáž podzemných vôd odvádzaných do Jablonky, ako aj rad ďalších menších výverov podzemných vôd.

Drenáž: 18. 7. 1957 Výdatnosť 5,0 l . s^{-1}, teplota vody 15,0 °C, teplota vzduchu 27,0 °C

19. 9. 1957 Q nemerané, teplota vody 14,5 °C, teplota vzduchu 18,0 °C.

V rámci hydrogeologického výskumu bol priebežne dokumentovaný sumárny odber podzemných vôd z prameniska (z troch studní) za hydrologický rok 1987. V tab. 2 podávame mesačné priemery a ročný priemer odberu z prameňa Teplička za hydrologický rok 1987. Teplota vody prameňa je v priemere 14,1 °C (min. 13,0 °C, max. 14,6 °C) a vody majú priemernú celkovú mineralizáciu 537,3 mg. l^{-1}.

Prameň "Hladový" (Čachtice)

Vyviera v doline Jablonky (Hrabutnice) 2 km sv. od Višňového. Tvorí sústredený výstup podzemných vôd z wettersteinských vápencov jablonickej skupiny nedzovského príkrovu. Je pravdepodobné, že ide o puklinový prameň z tektonickej poruchy ssz.-jjv. smeru. Prameň vystupuje na ľavej strane doliny na päte svahu. Na prameni boli realizované speleologické výskumné práce (50 m ryha v sutinách a v jej pokračovaní štôlňa cca 10 m). Práce po zistení nepriechodnosti sifónu boli prerušené.

Tab. 3 Prehľad nesústavných meraní prameňa "výtok do kanála hydrocentrály" za hydrologický rok 1987 v l . s^{-1}

Mesiac	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
Dátum	6. 11.	1. 12.	7. 1.	10. 2.	11. 3.	8. 4.	26. 5.		9. 7.		3. 9.	1. 10.
nameraná výdatnosť	1,72	4,36	5,53	6,91	6,38	6,38	8,30	-	5,53	-	6,91	8,30
celková výdatnosť (odhad)	6,88	17,4	22,1	27,6	25,5	25,5	33,2	-	22,1	-	27,6	33,2
dátum		17. 12.	28. 1.	25. 2.		30. 4.			30. 7.			22. 10.
nameraná výdatnosť	-	5,53	5,53	6,91	-	5,53	-	-	9,22	-	-	5,53
celková výdatnosť (odhad)	-	22,1	22,1	27,6	-	22,1	-	-	36,8	-	-	22,1

Teplota vody kolíše v rozmedzí 10,3 — 12,6 °C a celková mineralizácia vôd dosahuje hodnoty okolo 560 — 570 mg. l^{-1}

Podľa staršej dokumentácie (KULLMAN, 1957) bola:
18. 8. 1957 výdatnosť 10,5 l . s^{-1}, teplota vody 10,5 °C, teplota vzduchu 25 °C;
19. 9. 1957 výdatnosť nemeraná, teplota vody 10,0 °C, teplota vzduchu 18 °C.

V rámci hydrogeologického výskumu v jesennom období 1986 bolo zistené, že prameň je vyschnutý. Tento stav trval do konca februára 1987. V máji 1987 bola zistená aktivácia prameňa (presný termín začiatku vyvierania nebol zistený). Od mája 1987 boli zistené na prameni tieto údaje (tab. 4):

Tab. 4 Prehľad nesústavných meraní prameňa "Hladový" v priebehu rokov 1987 a 1988

Dátum	Výdatnosť (l . s^{-1})	Teplota vody (°C)	Teplota Vzduchu (°C)	Vodivosť (µS/cm)	Celk. mineral. (mg. l^{-1})
26. 5. 1987	4,15	10,1	15,0	-	590,3
9. 7. 1987	6,91	10,1	16,0	-	578,7
30. 7. 1987	9,22	10,0	25,0	-	610,3
3. 9. 1987	6,91	10,0	20,0	-	627,3
1. 10. 1987	4,07	10,1	9,0	-	615,1
22. 10. 1987	3,97	10,1	11,2	-	635,3
2. 6. 1988	4,50	10,1	14,7	662	-
7. 7. 1988	3,46	10,2	24,1	665	-

Prameň "Mozoláci" (Krajné)

Vyviera na západnom okraji hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát na sz. okraji osady Vápenky (1,5 km zjz. od kóty 450 — Salašky a 1,5 km s. od kóty 454 — Drieňovica) v nadmorskej výške cca 280 m n. m. Prameň vyviera z dachsteinských vápencov jablonickej skupiny nedzovského príkrovu na styku s nepriepustnými a málo priepustnými súvrstviami senónu Myjavskej pahorkatiny (podbradlianske súvrstvie: flyš s prevahou slieňov a s polohami jemnozrnných zlepencov).

Nachádza sa na dne plochej dolinky, kde vyviera sústredeným vývervom s výdatnosťou 0,2 l . s^{-1}, teplota vody je 8,1 °C, teplota vzduchu 28,0 °C, vodivosť 712 µS/cm, pH 7,05 (6. 7. 1988; P. MALÍK).

Prameň "Dobrá Mera" (Krajné)

Vyviera v doline Jablonky na západnom okraji pohoria. Je zachytený v pravostrannej päte svahu a využívaný. Pôvodný vývver tvorili dva sústredené výstupy podzemných vôd.

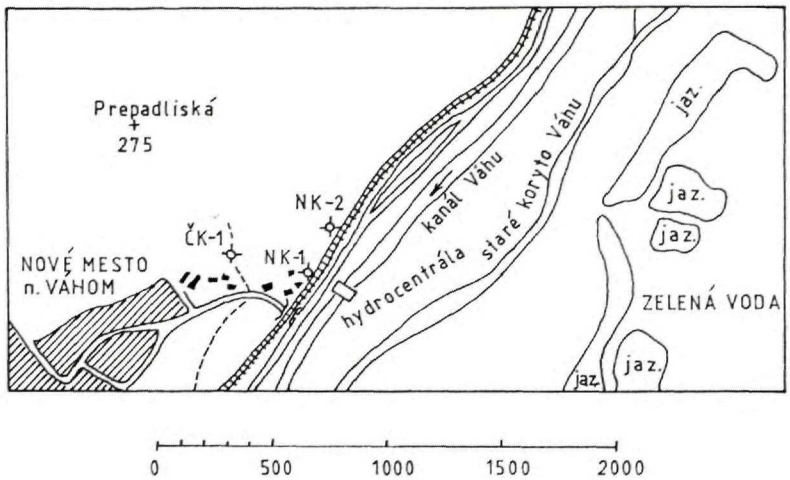
Na základe staršej dokumentácie (KULLMAN, 1957) boli zaznamenané tieto výsledky:
18. 7. 1957: výdatnosť 2,9 l . s^{-1}, teplota vody 8,5 — 8,7 °C, teplota vzduchu 20 °C;
19. 9. 1957: výdatnosť nemeraná, teplota vody 9,0 °C, teplota vzduchu 15 °C.

V súčasnosti (30. 6. 1988) bola dokumentovaná výdatnosť prameňa 1,02 l . s^{-1}, teplota vody 9,8 °C, teplota vzduchu 26,1 °C.

Krasové vody v oblasti hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom

Významné poznatky o existencii veľkého zdroja krasových podzemných vôd v oblasti hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom sú staršieho dáta a boli získané už počas hlbenia stavebnej jamy hydrocentrály v rokoch 1949 – 1953 (obr. 1). V prvej fáze

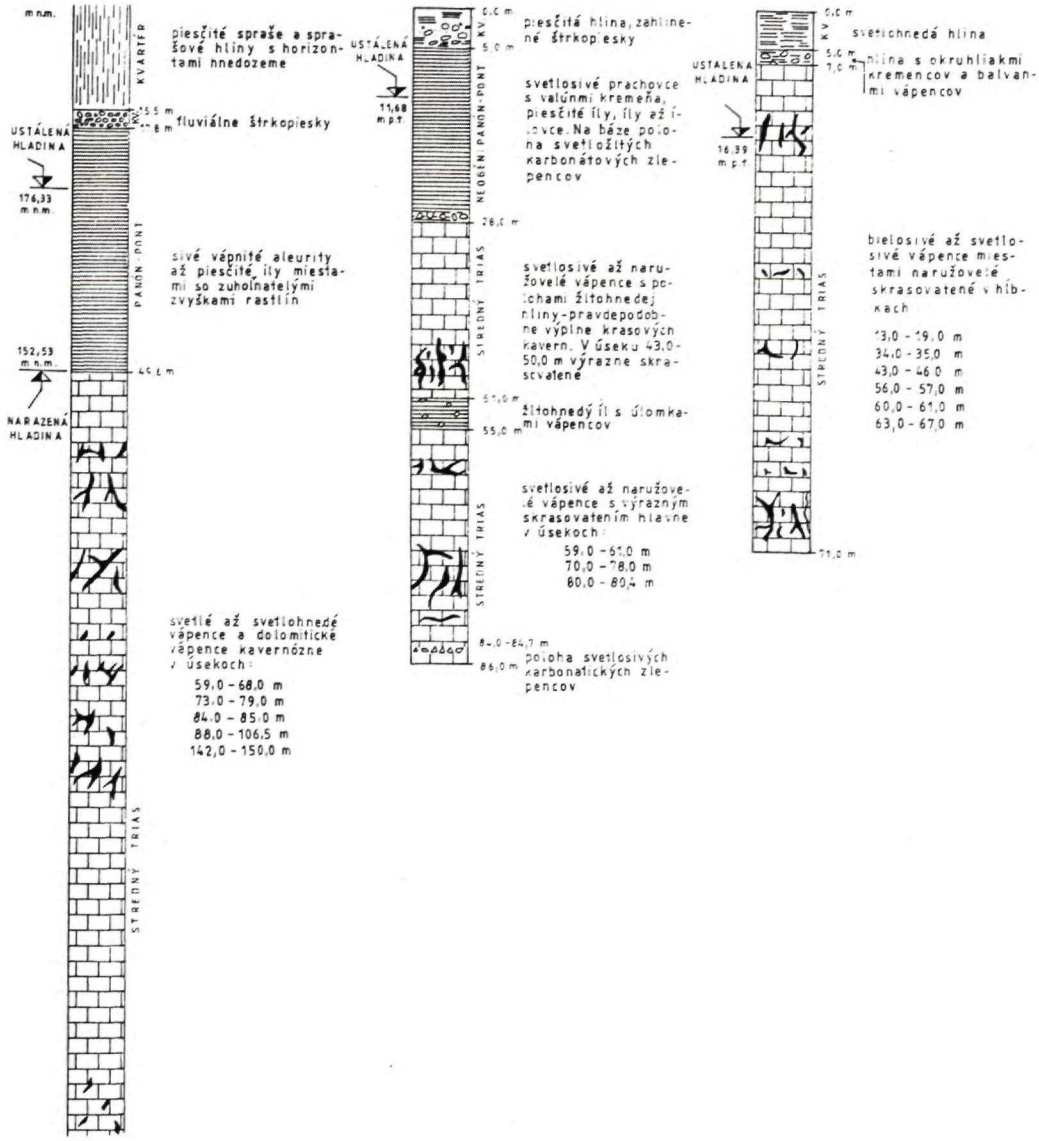
hĺbenia (júl 1949 – február 1950) bol pri hĺbke stavebnej jamy 8,0 dokumentovaný prítok 700 l . s^{-1}. Pri ďalšom postupe do hĺbky 18,0 m (marec – december 1950) boli odkryté triasové vápence so zvodnenými krasovými kavernami a celkový prítok podzemných vôd do stavebnej jamy postupne narastal zo 700 na 1800 l . s^{-1}. Toto množstvo sa potom neustále čerpalo od januára 1951 do februára 1952, v ďalšom priebehu roka 1952 a na začiatku roka 1953 najprv s prerušeniami, a potom iba ojedinele (Kullman, 1986, 1990). Matula a Pašek (1986) uvádzajú maximálne čerpané množstvo až 1920 l . s^{-1} a najväčšiu hĺbku stavebnej jamy 19,7 m.



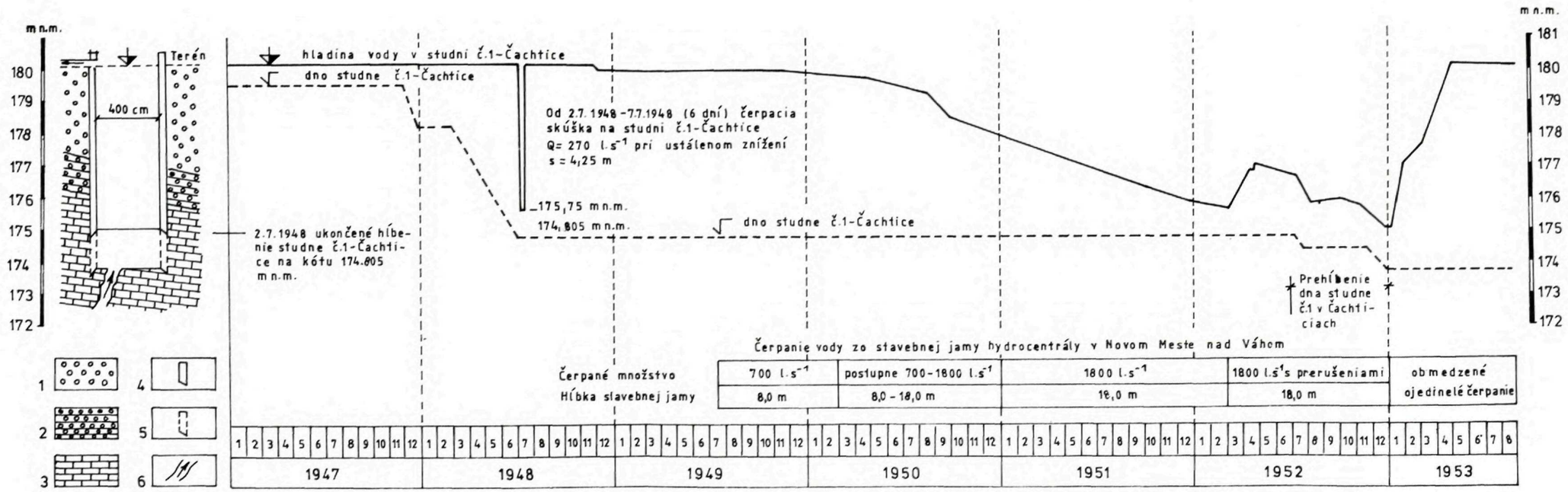
Obr. 1 Situačná schéma oblasti hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom

Prítok podzemných vôd do stavebnej jamy hydrocentrály však pozostával z viacerých zdrojov – z podzemných vôd aluviálnych náplavov, z dynamických zdrojov krasovo-puklinových vôd, z akumulovaných zásob krasovo-puklinovej hydrogeologickej štruktúry a zrejme aj z indukovanej infiltrácie vôd Váhu. Presný podiel jednotlivých zdrojov na celkovej výdatnosti v súčasnosti už nie je možné stanoviť. Obr. 2 dokumentuje postupný vplyv čerpania vôd v stavebnej jame hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom na režim podzemných vôd prameniska "Teplička" v Čachticiach, v ktorom došlo k poklesu hladiny podzemných vôd v záchytných objektoch (spúšťaných studniach) o 5 m. Vzdialenosť medzi stavebnou jamou a prameniskom je 7,5 km. Hoci možno predpokladať, že hlavné šírenie depresie vyvolanej čerpaním prebiehalo v okrajovom otvorenom zlomovom pásme pohoria, jej veľkosť a rozsah svedčia o významnom podiele predovšetkým akumulovaných zásob krasovo-puklinových podzemných vôd na čerpanom množstve.

Na orientačné overenie využiteľných zdrojov a zásob podzemných vôd na tejto lokalite realizoval GÚDŠ dva hydrogeologické vrty NK-1 (hĺbka 86 m) a NK-2 (hĺbka 71 m), ktorých výsledky zhodnotil Kullman (1984), a neskôr ešte jeden hydrogeologický vrt ČK-1 (hĺbka 150 m), vytýčený Kullmanom a vyhodnotený Malíkom (1990). Vrty

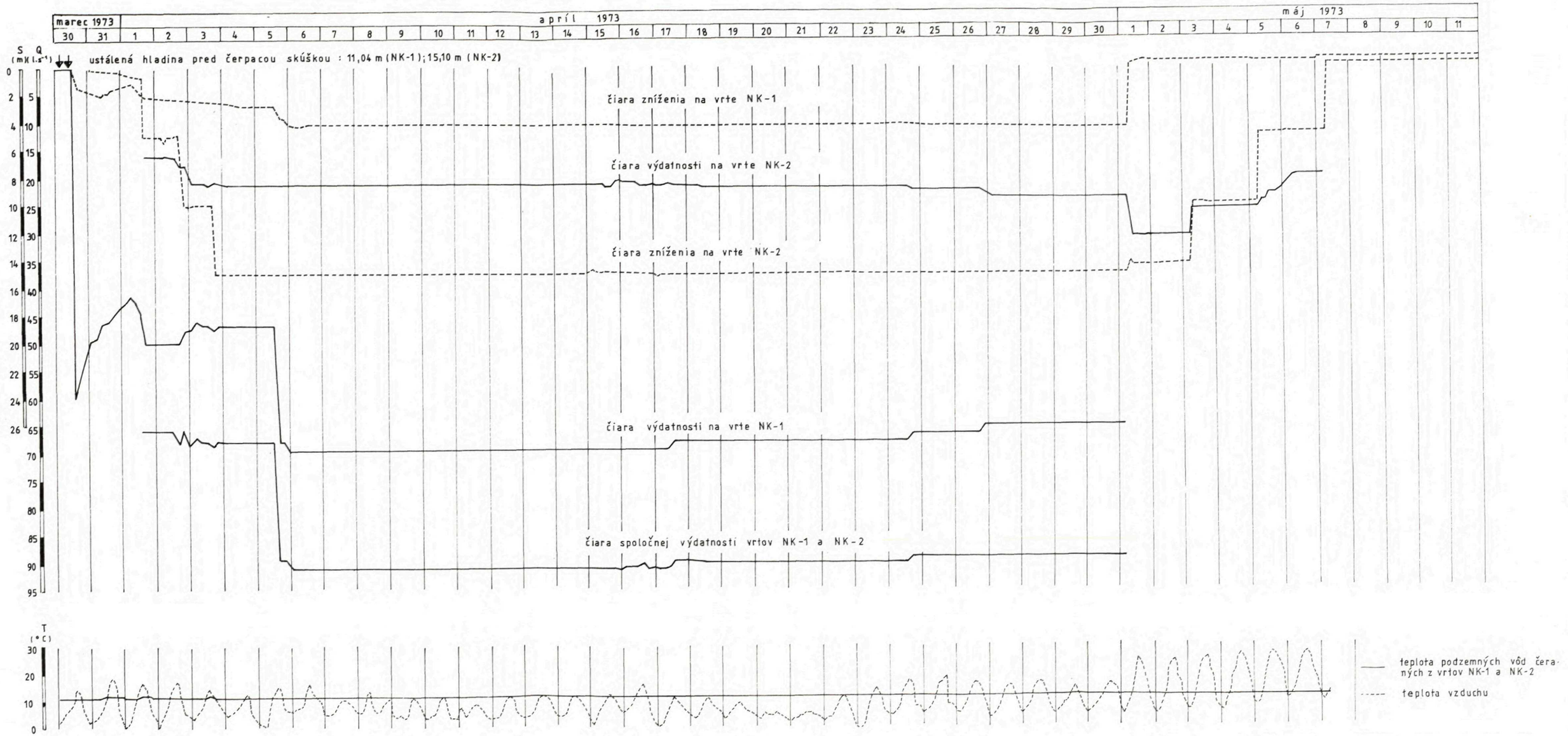


Obr. 3 Schematické geologické profily hydrogeologických vrtov realizovaných v okolí hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom

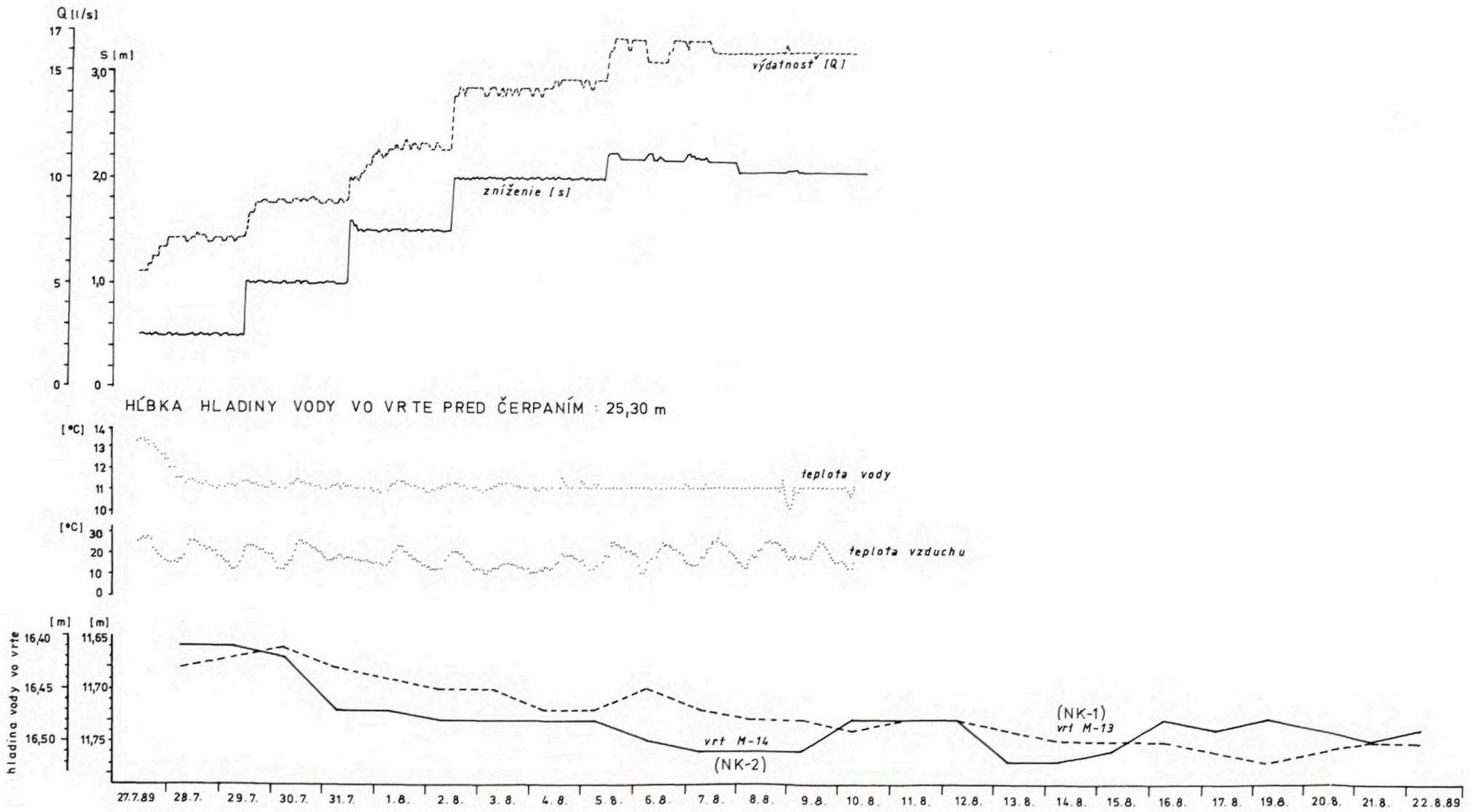


Obr. 2 Čerpanie podzemných vôd zo stavebnej jamy hydrocentrály Nové Mesto nad Váhom a jeho vplyv na pokles hladiny podzemných vôd prameňa č. 1 v Čachticiach, zachyteného spúšťanou štôlňou (zostavil E. Kullman, 1987 z rukopisných podkladov Ing. P. Neupauera)
1 — štrk, piesok a suťový materiál (kvartér), 2 — karbonátový zlepenec, 3 — celistvé biele vápence, 4 — záchytná studňa, 5 — prehĺbenie záchytnej studne, 6 — prítok podzemných vôd krasovou kavernou do studne

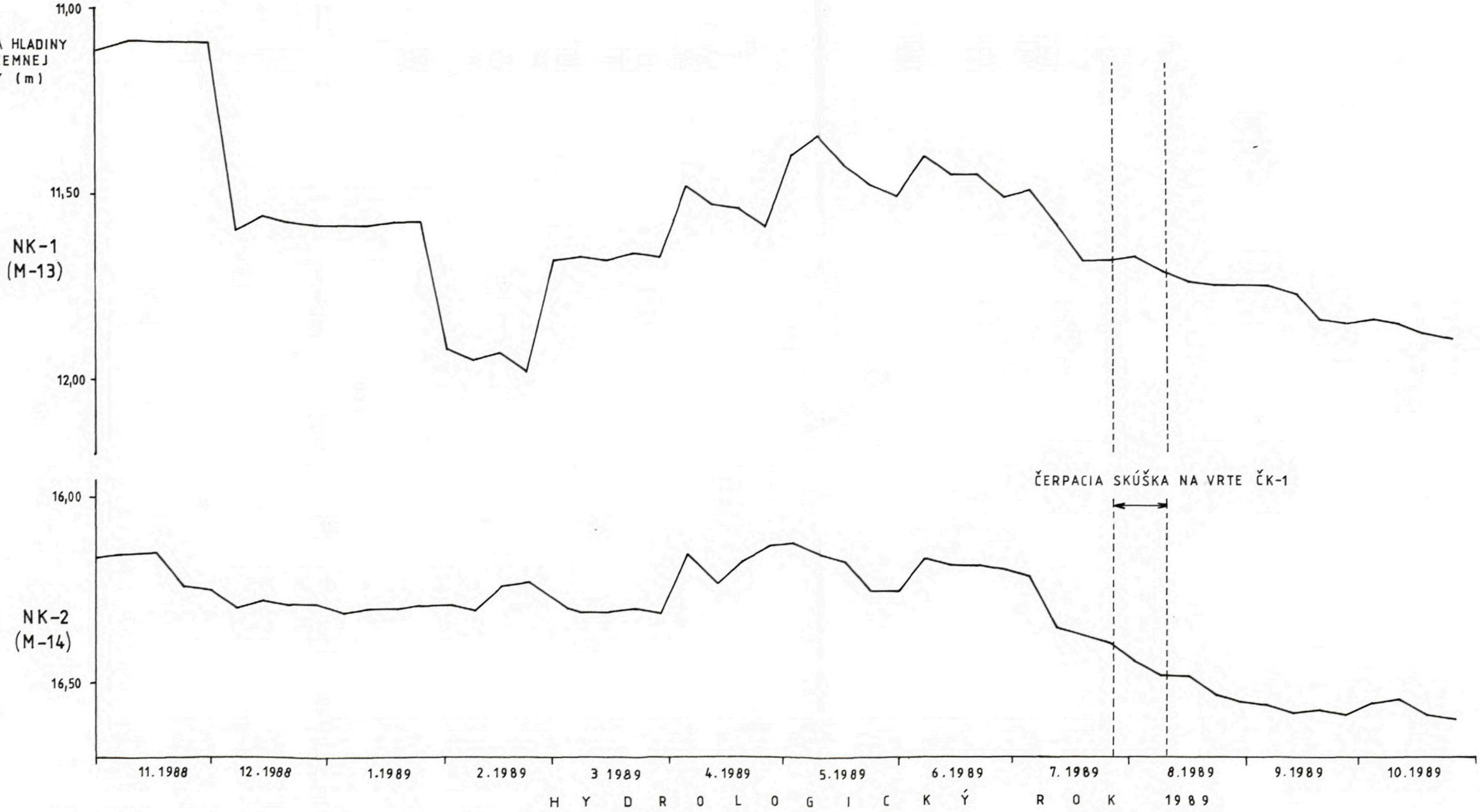
Obr. 4b Čerpacia skúška na hydrogeologickom vrte NK-1 (Nové Mesto nad Váhom)



Obr. 4a Spoločná čerpacia skúška na hydrogeologických vrtoch NK-1 a NK-2 (Nové Mesto nad Váhom)



Obr. 5 Dlhodobá čerpacia skúška na hydrogeologickom vrte ČK-1 Nové Mesto nad Váhom



Obr. 6 Priebeh hladín podzemných vôd vo vrtoch NK-1 a NK-2 v Novom Meste nad Váhom počas hydrogeologického roku 1989

dokumentovali jednak priečnu tektoniku, jednak skrasovatené, dobre zvodnené vápence (vo vrtoch NK-1 a ČK-1 v podloží neogénnych sedimentov; pozri obr. 1 a obr. 3).

Dlhodobou spoločnou čerpacou skúškou v dňoch 30. 3. – 1. 5. 1973 boli na vrtoch NK-1 a NK-2 potvrdené významné využiteľné množstvá podzemných vôd na tejto lokalite. Prehľad výsledkov je v tab. 5, priebeh je znázornený na obr. 4A a 4B.

Hydrochemické sledovanie čerpaných podzemných vôd vylúčilo možnosť ich čiastočného doplňania z povrchových vôd vážskeho kanála (celková mineralizácia vôd z vrtov bola 511 – 547 mg. l^{-1} Ca(Mg) HCO_3 až $CaHCO_3$ typu, povrchové vody vo vážskom kanáli majú celkovú mineralizáciu 246 – 294 mg. l^{-1}).

Tab. 5 Spoločná čerpacia skúška na hydrogeologických vrtoch NK-1 a NK-2 v Novom Meste nad Váhom

Hydrogeol. vrt	Meranie hladiny podzemnej vody	Hladina podzemnej vody (m)	Zníženie (m)	Výdatnosť ($l \cdot s^{-1}$)	Čas čerpania
NK-1	pred čerpaním	-11,04	-	-	
	1. depresia	-13,38	2,34	50,0	3 dni
	2. depresia	-13,52	2,48	47,6	1 deň
	3. depresia	-15,49	4,45	65,2	28 dní
NK-2	pred čerpaním	-15,10	-	-	
	1. depresia	-20,07	4,97	16,3	1 deň
	2. depresia	-25,18	10,08	21,4	1 deň
	3. depresia	-30,15	15,05	23,8	28 dní
Σ	1. depresia			66,3	
	2. depresia			69,0	
	3. depresia			89,0	

Skrátené geologické profily vrtov NK-1 a NK-2:

NK-1

0,0 — 5,0 m — piesčitá hlina, zahlinené štrkopiesky (kvartér);

5,0 — 28,0 m — svetlosivé prachovce s valúnmi kremeňa, piesčité íly až ílovce, na báze s polohou svetložltých karbonátových zlepencov (neogén);

28,0 — 51,0 m — svetlosivé až svetlosivoružovkasté vápence s polohami žltohnedej hliny — pravdepodobne výplň krasových kavern. V úseku 43,0 — 50,0 výrazne skrasovatené (mezozoikum — trias);

51,0 — 55,0 m — žltohnedý íl s valúnkami ílovcov a úlomkov vápencov (pravdepodobne výplň kaverny);

55,0 — 84,0 m — svetlosivé až ružovkasté vápence s výrazným skrasovatením hlavne v úseku 59,0 až 61,0 m, 70,0 — 78,0 m a 80,0 — 80,4 m;

84,0 — 84,7 m — svetlosivé karbonatické zlepence;

84,7 — 86,0 m — svetlosivé celistvé vápence, lokálne skrasovatené, kaverny vyplnené žltým ílom.

NK-2

0,0 — 7,0 m — svetlohnedá hlina s úlomkami, valúnmi a balvanmi kremencov a vápencových hornín (kvartér);

7,0 — 71,0 m — bielosivé až ružovkasto celistvé vápence, lokálne skrasovatené a tektonicky porušené, významnejšie skrasovatenie v hĺbkach 13,0 — 14,0 m, 15,0 — 16,0 m, 17,0 až 18,0 m, slabé skrasovatenie 19,0 — 19,5 m, 34,0 — 35,0 m, 43,0 — 46,0 m, 56,0 57,0 m, 63,0 — 71,0 m.

Na overenie výstupu krasových podzemných vôd v oblasti odpadového kanála hydrocentrály boli v koryte kanála vykonané plošné termometrické a rezistivimetrické geofyzikálne merania. Jediná výraznejšie teplotná anomália však bola identifikovaná v oblasti vyústenia jestvujúceho drénu, odvádzajúceho krasové podzemné vody (prameň "Hydrocentrála"). Priebeh anomálie bol naprieč kanálom a je zrejmé, že podstatnú časť teplotnej anomálie vytvárajú práve vody drénu. Pri normálnych prevádzkových podmienkach nebol dokumentovaný výstup podzemných krasových vôd zo dna kanála.

V čase čiastočného vypustenia kanála a odstavenia hydrocentrály boli dokumentované v koryte kanála sústredené výstupy podzemných vôd v množstve cca 100 l . s^{-1} i viac (odhad). Pri normálnych prevádzkových podmienkach v hydrocentrále (naplnený odpadový kanál a ústie do neho ústiaceho drénu zaliate jeho vodou vo výverisku hydrocentrály) však pravdepodobne dochádza k zatlačeniu podzemných vôd v koryte hydrocentrály hydrostatickým tlakom povrchových vôd. Tento predpoklad potvrdzujú výsledky geofyzikálnych meraní. Vzhľadom na to, že sa oba vrty, NK-1 i NK-2, nachádzali v ochrannom pásme železničnej trate, čo by zrejme spôsobovalo problémy pri potenciálnom využívaní tohto vodného zdroja, bol cca 300 m severozápadným smerom od vrtov NK-1 a NK-2 situovaný 150,0 m hlboký hydrogeologický vrt ČK-1.

Skrátený geologický profil vrtu ČK-1

0,0 — 15,5 m — spraše a sprašové hliny (kvartér);
15,5 — 17,8 m — štrkopiesky rôzneho petrografického zloženia;
17,8 — 49,6 m — sivé vápnité až piesčité íly (neogén);
49,60 — 150,0 m — svetlé masívne vápence a dolomitické vápence, kavernózne v úsekoch 59,0 — 62,0 m, 63,0 — 68,0 m, 73,0 — 79,0 m, 84,0 — 85,0 m, 91,0 — 106,5 m, 142,0 — 150,0 m (stredný trias — ladin).

Pod 32 m hrubou vrstvou nepriepustných neogénnych ílov bola na ich rozhraní s triasovými wettersteinskými vápencami v hĺbke 49,6 m narazená artézsky napätá hladina vody, ktorá sa ustálila v hĺbke 25,8 m pod terénom. Štyri etážové čerpacie skúšky ukázali na dobré zvodnenie vápencov aj v tejto oblasti. Po ukončení čerpania v každej, zhruba 48 hodín trvajúcej etážovej skúške vystúpila hladina vody vo vrte na úroveň pred čerpaním za 2 – 5 minút, čo svedčí o rýchlom doplňaní zásob. Prehľad výsledkov etážových čerpacích skúšok je v tab. 6. Ako vidno z tejto tabuľky, najväčšie zvodnenie bolo pozorované v úseku vápencov medzi 49,6 až 103,0 m, veľkosti znížení pri čerpaní v hĺbkach 125,8 m a 150,0 m však boli ovplyvnené prítomnosťou hydraulického odporu perforovanej pažnice inštalovanej na tomto úseku, takže pri plnom výkone čerpadla sa zväčšilo zníženie. Úsek medzi 125,8 m a 150,0 m podľa výsledkov orientačných čerpacích skúšok neprevŕtal nové zvodnené krasové horizonty, aj keď podľa karotážnych meraní vo vrte bol aj tu zaznamenaný prítok vody do vrtu.

Tab. 6 Výsledky etážových čerpacích skúšok v rozličných hĺbkach na vrte ČK-1 v Novom Meste nad Váhom

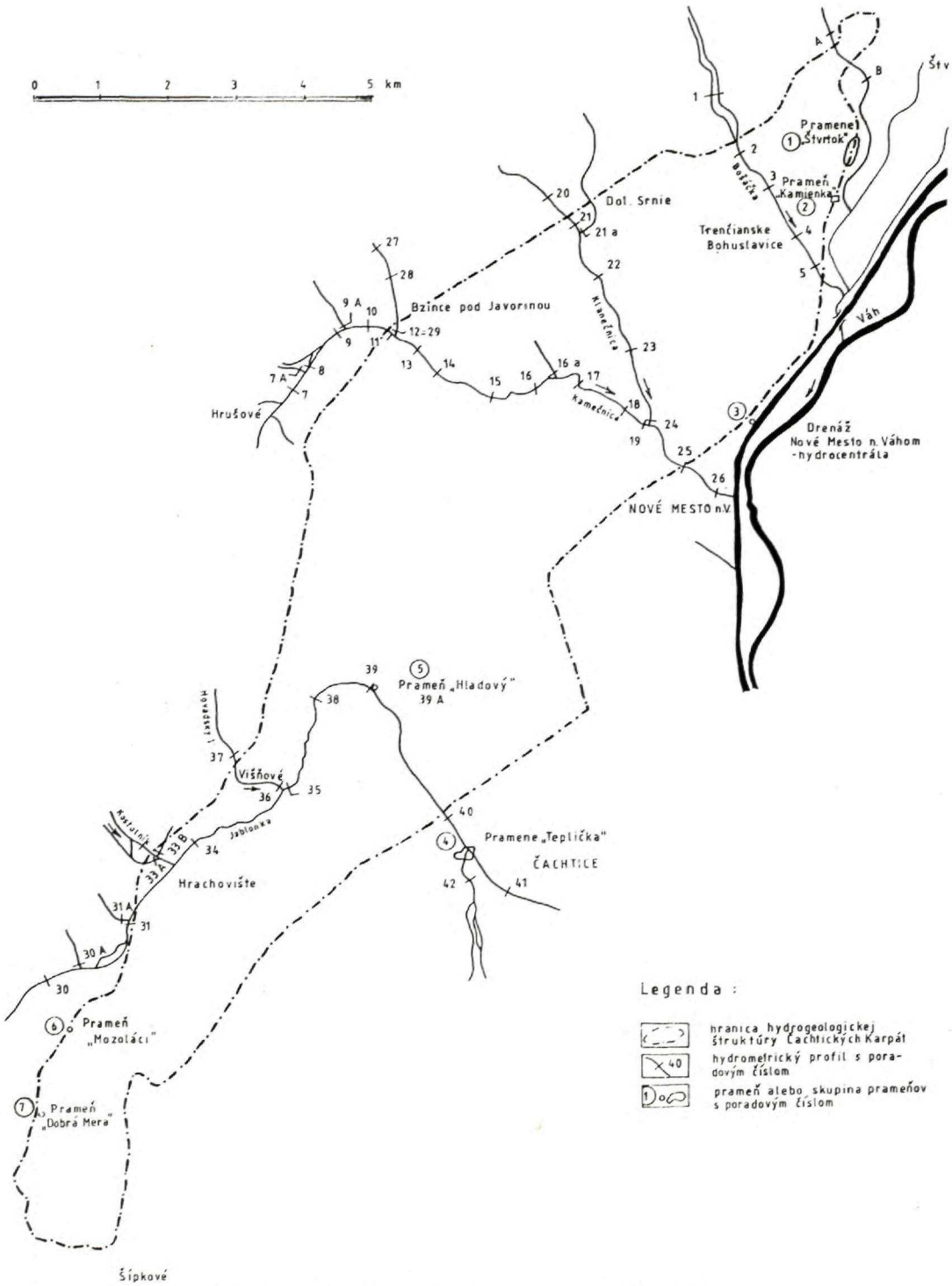
Hĺbka vrtu (m)	Hrúbka zvodnenej vrstvy (m)	Čerpané množstvo ($l \cdot s^{-1}$)	Zníženie (m)	Hladina vody pred čerpaním
68,0	18,4	4,44	1,28	26,47
103,0	53,4	13,51	1,32	26,50
125,8	75,4	11,63	1,60	26,00
150,0	100,4	11,63	1,60	26,00

Počas dlhodobej čerpacej skúšky sa v dňoch 28. 7. – 10. 8. 1989 postupne znižovala hladina vody vo vrte od jej ustálenej hodnoty 25,80 m pod terénom. Postupnosť znižovania bola 0,50 m, dĺžka trvania depresie 48 hodín. Čerpalo sa 7,14 $l \cdot s^{-1}$ pri znížení 0,50 m; 8,92 $l \cdot s^{-1}$ pri znížení 1,00 m; 11,36 $l \cdot s^{-1}$ pri znížení 1,50 m; 14,92 $l \cdot s^{-1}$ pri znížení 2,00 m a napokon po dobu 5 dní 16,12 $l \cdot s^{-1}$ pri znížení 2,20 m (pozri obr. 5). Hladiny podzemných vôd v 350, resp. 450 m vzdialených vrtoch NK-1 a NK-2 neboli 14-dňovým čerpaním ovplyvnené (obr. 6). Z priebehu stúpacej skúšky bol interpretovaný parameter prietočnosti ako $T = 2{,}22 \cdot 10^{-3}\ m^2 \cdot s^{-1}$, a teda pri hrúbke zvodnenej vrstvy 100,4 m môže byť wettersteinským vápencom v tejto oblasti priradený priemerný koeficient filtrácie $2{,}21 \cdot 10^{-5}\ m \cdot s^{-1}$. Je samozrejmé, že v takom heterogénnom a anizotropnom prostredí s veľkou pravdepodobnosťou existencie aj turbulentných prúdení pri väčších hydraulických gradientoch možno považovať tieto hodnoty iba za orientačné ukazovatele.

Dosiaľ realizovanými hydrogeologickými prácami bolo potvrdené, že v oblasti hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom sú významné zdroje a zásoby podzemných vôd s infiltračnou oblasťou v krasovo-puklinovej štruktúre Čachtických Karpát. Zvýšená teplota podzemných vôd (11 °C) a ich pomerne vysoká mineralizácia svedčia o hlbšej a dlhšej cirkulácii týchto vôd v horninovom prostredí. Overené množstvá vôd čerpané z vrtov sú časťou využiteľných podzemných vôd na tejto lokalite. Na druhej strane nemožno vôbec uvažovať s využiteľnými zdrojmi podzemných vôd, ani s významnejším podielom z množstva, aké bolo odčerpávané pri hĺbení stavebnej jamy hydrocentrály, kde sa hlavnou mierou podieľali významné akumulované zásoby krasovo-puklinových vôd a sčasti i podzemné vody kvartérnych náplavov.

Kvantitatívny vzťah povrchových a podzemných vôd

V porovnaní s väčšinou krasovo-puklinových hydrogeologických štruktúr na Slovensku majú Čachtické Karpaty svoju osobitosť, ktorá spočíva v tom, že popri doplňaní podzemných vôd infiltráciou zo zrážok je hydrogeologická štruktúra Čachtických Karpát významným podielom doplňaná infiltráciou povrchových vôd z povrchových tokov, a to hlavne z Bošáčky, Klanečnice a Kamečnice.



Obr. 7 Mapa hydrometrických profilov na povrchových tokoch v pohorí Čachtické Karpaty

Na získanie informácie o kvantitatívnej stránke tejto infiltrácie boli v troch hydrologicky a klimaticky rozdielnych obdobiach realizované rozsiahle expedičné hydrometrické merania. Bolo to v období veľkých prietokov povrchových vôd, v približne priemernom období a v suchom období. Polohy hydrometrovaných profilov sú na obr. 7.

Obdobie veľkých prietokov (9. 6. – 18. 6. 1987)

Z tab. 7 vyplýva, že v tomto období infiltrovalo z povrchových tokov Bošáčky, Klanečnice a Kamečnice sumárne 725,5 l . s^{-1} do hodnotenej hydrogeologickej štruktúry. Odbery zo štruktúry v celkovom objeme 264,3 l . s^{-1} v tomto období sú zaznačené v tab. 8. Na povrchovom toku Jablonka od vstupu do štruktúry až po profil pri Hladovom prameni bol zaznamenaný prírastok 47,68 l . s^{-1}; od Hladového prameňa po sz. okraj Čachtíc sme zaevidovali stratu 49,40 l . s^{-1}, čo celkove dáva spolu ±1,6 l . s^{-1}. Skrytý prestup vôd do Jablonky v areáli Čachtickej vodárne bol stanovený v hodnote 230,8 l . s^{-1}.

Obdobie približne priemerných prietokov (30. 5. – 3. 6. 1988)

V tomto období infiltrovalo z povrchových tokov sumárne 222,1 l . s^{-1} povrchových vôd do hydrogeologickej štruktúry, z ktorej sa v tom čase spolu odoberalo 269,2 l . s^{-1}. Prehľad podávajú tab. 9a a 9b. Najväčšie hodnoty úbytku (infiltrácie) z povrchových tokov boli zistené na povrchovom toku Klanečnica (56,9 l . s^{-1} v hornej časti a 100,3 l . s^{-1} v dolnej časti toku), na Bošáčke (37,8 l . s^{-1}) a Jablonke 23,7 l . s^{-1}). Skrytý prestup vôd do Jablonky v areáli Čachtickej vodárne bol dvoma meraniami stanovený v množstve 115,0 a 104,7 l . s^{-1}.

Obdobie nízkych prietokov za ustálených bezzrážkových pomerov (4. 7. – 7. 7. 1988)

V období 4. 7. – 7. 7. 1988 bola dokumentovaná infiltrácia z povrchových tokov s celkovou veľkosťou 150,2 l . s^{-1} pri sumárnom odbere 350,4 l . s^{-1}. Výsledky meraní sú uvedené v tab. 10a a 10b. Na súhrnnej infiltrácii sa opäť najviac podieľala Klanečnica (celkove 81,9 l . s^{-1}), Jablonka (50,0 l . s^{-1}) a Bošáčka (17,3 l . s^{-1}). Aj v období nízkych stavov bol zistený skrytý prestup v Čachticiach (56,8 l . s^{-1}).

Hydrometrické práce vo všetkých troch obdobiach plne potvrdili veľký podiel infiltrácie vôd z povrchových tokov na tvorbe podzemných vôd Čachtických Karpát. Hlavné doplňanie je z Klanečnice (143,0 l . s^{-1}; 56,9 l . s^{-1}; 65,4 l . s^{-1}) po jej sútok s Kamečnicou (135,3 l . s^{-1}; 100,3 l . s^{-1}; 16,5 l . s^{-1} – podhodnotený údaj) od tohto sútoku po výstup Klanečnice z hydrogeologickej štruktúry a z Bošáčky (185,7 l . s^{-1}; 37,8 l . s^{-1}; 17,3 l . s^{-1}).

V prípade Kamečnice pri veľkých až priemerných stavoch dochádza ku stratám povrchových vôd (261,5 l . s^{-1}, 2,3 l . s^{-1}). Na základe doterajších výsledkov v obdobiach malých prietokov drénuje podzemné vody (17,3 l . s^{-1}). Potok Jablonka naproti tomu v obdobiach vysokých prietokov drénuje podzemné vody (1,6 l . s^{-1}), pri priemerných

a nízkych prietokoch dochádza k stratám povrchových vôd (25,6 l . s^{-1} a 50,0 l . s^{-1}). Toto však platí len na úseku od jej vstupu do hydrogeologickej štruktúry (oblasť Hrachovište – Višňové) po sz. okraj Čachtíc. V areáli obce Čachtice boli totiž v každom z hodnotených období zistené významné skryté prestupy podzemných vôd do Jablonky približne v areáli jestvujúceho odberného zariadenia prameniska "Tepličká" (230,8 l . s^{-1}; 115,0 l . s^{-1} a 104,7 l . s^{-1}; 56,8 l . s^{-1} – v priemere možno počítať s cca 100 l . s^{-1}), čo svedčí o tom, že výstupy podzemných vôd v Čachticiach nie sú napriek odberom (147,1 l . s^{-1}; 140,2 l . s^{-1} a 198,4 l . s^{-1}) v hodnotených obdobiach doteraz plne využívané. Dokumentujú to najmä výsledky zo suchého obdobia v júli 1988, kedy bol z prameniska veľký priemerný odber 198,4 l . s^{-1}, a napriek tomu do Jablonky prestupovalo ešte 56,8 l . s^{-1} podzemných vôd.

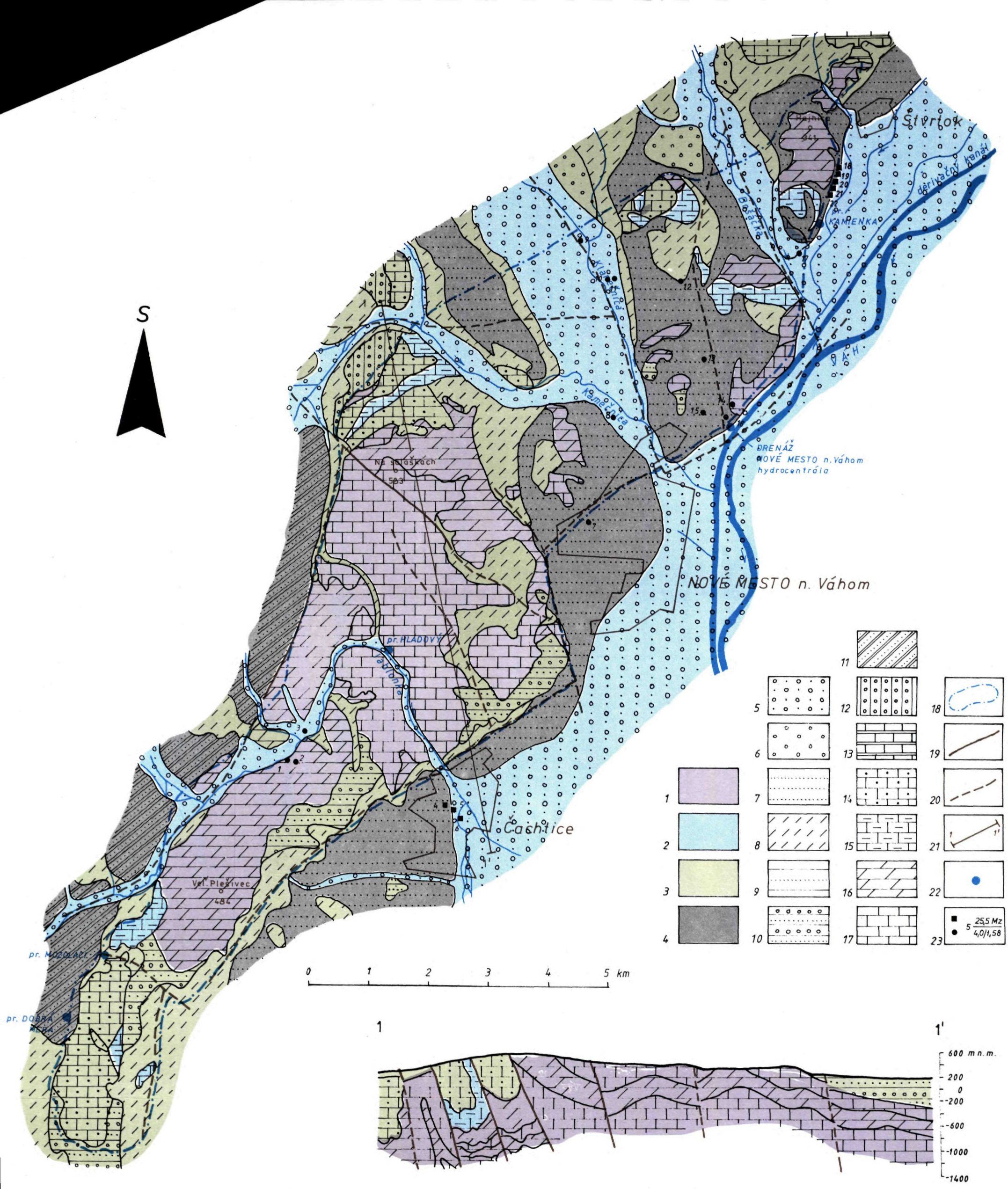
Na základe nesústavných expedičných meraní nemožno presne stanoviť celkový priemerný ročný sumár infiltrácie povrchových vôd do hydrogeologickej štruktúry. Kvalifikovaný odhad na základe zistených výsledkov (725,5 l . s^{-1}; 222,1 l . s^{-1}; 150,2 l . s^{-1}) dáva možnosť predpokladať veľkosť tejto hodnoty v rozmedzí 180 až 220 l . s^{-1}.

Orientačná hydrologická bilancia a stanovenie prognóznych prírodných zdrojov podzemných vôd krasovo-puklinovej hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát

Hodnotená krasovo-puklinová hydrogeologická štruktúra Čachtických Karpát vytvára odtokovo otvorenú hydrogeologickú štruktúru s významnou dotáciou vôd z povrchových tokov, prerezávajúcich ju naprieč v smere SZ – JV. Otvorenosť hydrogeologickej štruktúry spolu s obťažnosťou presného určenia infiltrácie z povrchových tokov bez enormne vysokých finančných nákladov a materiálneho zabezpečenia znemožnuje podať priame hodnotenie podľa hydrologickej bilančnej rovnice. Je však možné podať orientačné hydrologické bilančné hodnotenie, využívajúce získané výsledky terénnych meraní a metódu analógie so získanými výsledkami bilančného hodnotenia uzavretých krasovo-puklinových hydrogeologických štrukúr Západných Karpát.

Táto orientačná hydrologická bilancia bola urobená pre hydrologický rok 1987, v ktorom boli s dostatočnou presnosťou vyčíslené výstupy podzemných vôd z celej hydrogeologickej štruktúry (odbery a ďalšie výstupy podzemných vôd na obvode štruktúry), vyčíslené zrážky SHMÚ Bratislava na účely tohto hodnotenia, ako aj získané orientačné podklady na hodnotenie zmien zásob podzemných vôd a infiltráciu vôd z povrchových tokov do hydrogeologickej štruktúry.

Hydrogeologická štruktúra Čachtických Karpát zaberá rozlohu 71,0 km^2. Jej priemerná nadmorská výška je 294,9 m n. m. Patrí medzi najnižšie položené krasovo-puklinové hydrogeologické štruktúry v Západných Karpatoch.



SCHEMATICKÁ HYDROGEOLOGICKÁ MAPA ČACHTICKÝCH KARPÁT

Zostavil: Kullman, 1988 (s použitím geologickej mapy 1 : 50 000 autorského kolektívu Began – Hanáček – Mello – Salaj, 1984; geologický profil upravený autorom hydrogeologickej mapy)

Zvodnenie: 1 – veľké, 2 – stredné, 3 – malé, 4 – prakticky nepriepustné; *Kvartér*: 5 – fluviálne sedimenty údolných nív (štrky, štrkopiesky, piesky s rôznym stupňom zahlinenia), 6 – fluviálne sedimenty terás (piesčité štrky), 7 – eolické sedimenty (spraše a sprašové hliny), 8 – deluviálne sedimenty piesčitohlinité a hlinito-kamenité; *Neogén*: 9 – slieňovce, ílovce a vápnité pieskovce, 10 – bazálne zlepence a pieskovce; *Krieda bradlového pásma*: 11 – flyšové striedanie pieskovcov a slieňov s prevahou slieňov, 12 – brekciovité zlepence (valchovské zlepence); *Krieda vnútorných Karpát*: 13 – vápence a sliene; *Jura*: 14 – doskovité vápence, kalové vápence, rohovcové vápence, kalové vápence a sliene; *Trias*: 15 – rifové, lagunárne, lumachelové vápence, 16 – dolomity, 17 – vápence; 18 – obmedzenie hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát, 19 – zlom zistený, 20 – zlom predpokladaný, 21 – profilová línia, 22 – pramene a prameniská, 23 – hydrogeologické vrty (využívané a nevyužívané),

číslo vrtu — hĺbka vrtu a posledná zastihnutá jednotka / výdatnosť a príslušné zníženie hladiny [l . s^{-1}/m]

1 — 20,0 Mz / 0,043/4,0	2 — 22 Mz / 0,18/12,20	3 — 30,0 Mz / 1,2/7,76	6 — 2,1 Mz / 55,88/3,74	7 — 25,5 Mz / 4,0/1,58
8 — 18,5 Mz / 4,0/0,65	9 — 60,5 N? / 3,0/1,5	10 — 50,0 Q / 10,0/11,83	11 — 100,0 Mz / 16,18/1,77	12 — 50,0 Mz / 0,05/-
13 — 30,0 Q / 1,0/0,58	14 — 71,0 Mz / 30,9/14,35	15 — 150,0 Mz / 16,12/2,2	16 — 86,0 Mz / 66,6/4,53	17 — 19,5 Q / 3,0/7,95
18 — 33,0 Mz / 50,0/3,58	19 — 60,0 Mz / 36,6/2,36	20 — 61,5 Mz	21 — 61,0 Mz / 9,1/8,56	22 — 33,0 Mz / 25,0/3,02

Tab. 7 Výsledky expedičných hydrometrických meraní v období veľkých prietokov 9. 6. — 18. 6. 1987

Povrchový tok	Prírastok prietoku ($l \cdot s^{-1}$)	Úbytok prietoku ($l \cdot s^{-1}$)	Poznámka
potok od Haluzíc	0	0	-
Bošáčka v úseku prechodu cez hydrogeol. štruktúru	-	185,7	-
Klanečnica po sútok s Kameč-nicou	-	143,0	-
Klanečnica od sútoku s Kameč-nicou po výstup zo štruktúry	-	135,3	
Kamečnica od vtoku do hg. štruk-túry po sútok s Klanečnicou	-	261,5	-
Jablonka od vstupu do hg. štruk-túry po sz. okraj Čachtíc	±1,6	-	Od "Hladového" prameňa po sz. okraj Čachtíc bol zaznamenaný úbytok prie-toku 49,4 $l \cdot s^{-1}$.
Jablonka v areáli Čachtíc	230,8	-	
Σ		725,5	

Tab. 8 Odbery podzemných vôd zo zdrojov hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát v období veľkých prietokov 9. 6. — 18. 6. 1987

Zdroj podzemnej vody	Odber ($l \cdot s^{-1}$)	Poznámka
pramene "Štvrtok nad Váhom"	78,1	odber z hydrogeologických vrtov
prameň "Kamienka" Trenč. Bohuslavice	6,1	odber zo širokopriemerovej studne
dokument. výstupy podzemných vôd do koryta hydrocentrály Nové Mesto nad Váhom	cca 33,0 (z toho merané 8,3)	drén podzemných vôd vyúsťujúci do kanála hydrocentrály — čiastočný odber
prameň "Teplička" Čachtice	147,1	odber z dvoch širokopriemerových a jednej vŕtanej studne
celkový sumár odberov a vý-stupov podzemných vôd na okraji hydrogeol. štruktúry	264,3	-

Tab. 9a Výsledky expedičných hydrometrických meraní v období prietokov blízkych priemerným 30. 5. — 3. 6. 1988

Povrchový tok	Prírastok prietoku ($l \cdot s^{-1}$)	Úbytok prietoku ($l \cdot s^{-1}$)	Poznámka
potok od Haluzíc	-	1,1	-
Bošáčka v úseku prechodu cez hg. štruktúru	-	37,8	-
Klanečnica po sútok s Kamečnicou	-	56,9	-
Klanečnica od sútoku s Kamečnicou po výstup vodného toku z hg. štruktúry	-	100,3	-
Kamečnica od vtoku do hg. štruktúry po sútok s Klanečnicou	-	2,3	-
Jablonka od vstupu do hg. štruktúry po sz. okraj Čachtíc	-	23,7	-
Jablonka v areáli Čachtíc (merné profily nad a pod rozsiahlym prameniskom)	115,0 (104,7)	- -	druhý údaj je kontrolné meranie v nasledujúci deň
Σ		222,1	

Tab. 10a Výsledky expedičných hydrometrických meraní v období nízkych prietokov 4. 7. — 7. 7. 1988

Povrchový tok	Prírastok prietoku ($l \cdot s^{-1}$)	Úbytok prietoku ($l \cdot s^{-1}$)	Poznámka
potok od Haluzíc	-	1,0	-
Bošáčka v úseku prechodu cez hg. štruktúru	-	17,3	-
Klanečnica po sútok s Kamečnicou	-	65,4	-
Klanečnica od sútoku s Kamečnicou po výstup vodného toku z hg. štruktúry	-	16,5*)	-
Kamečnica od vtoku do hg. štruktúry po sútok s Klanečnicou	17,3	-	-
Jablonka od vstupu do hg. štruktúry po sz. okraj Čachtíc	-	50,0	-
Jablonka v areáli Čachtíc (merné profily nad a pod pramenným areálom)	56,8	-	-
Σ		150,2	

*) Údaj je podhodnotený zmenou lokalizácie záverového profilu — meranie na pôvodnom profile bolo znemožnené

Tab. 9b Odbery podzemných vôd z hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát v období približne priemerných prietokov 30. 5. — 3. 6. 1988

Zdroj podzemnej vody	Odber ($l \cdot s^{-1}$)	Poznámka
pramene "Štvrtok nad Váhom"	96,4	odber z hydrogeolog. vrtov
prameň "Kamienka" Trenč. Bohuslavice	8,0	odber zo širokopriem. studne
dokumentované výstupy podzemných vôd do koryta hydrocentr. Nové Mesto nad Váhom	cca 24,6 (z toho merané 8,1)	drén podzemných vôd vyúsťujúci do kanála hydrocentr. v Novom Meste nad Váhom — čiast. odber
prameň "Teplička" Čachtice	140,2	odber z dvoch širokopriemerových a z jednej vŕtanej studne
celkový sumár odberov a výstupov podzemných vôd na okraji hg. štruktúr	269,2	-

Tab. 10b Odbery podzemných vôd zo zdrojov v Čachtických Karpatoch v období nízkych stavov 4. 7. — 7. 7. 1988

Zdroj podzemnej vody	Odber ($l \cdot s^{-1}$)	Poznámka
pramene "Štvrtok nad Váhom"	110,6	odber z hydrogeol. vrtov
prameň "Kamienka" Trenč. Bohuslavice	11,4	odber zo širokopriem. studne
dokument. výstupy podzemných vôd do koryta hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom	cca 30,0 (merané 8,3)	drén podzemných vôd vyúsťujúcich do kanála hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom
prameň "Teplička" Čachtice	198,4	odber z dvoch širokopriem. studní a z jednej vŕtanej studne
celkový sumár odberov a výstupov podzemných vôd na okraji hydrogeologickej štruktúry	350,4	-

Hodnotenie jednotlivých členov rovnice hydrologickej bilancie v hydrologickom roku 1987

Zrážky (Z)

Zrážky pre hydrogeologickú štruktúru boli spracované SHMÚ formou izolínií v mierke 1 : 50 000, a to osobitne pre zimný a letný polrok hydrologického roku. Priemerný ročný úhrn zrážok bol vyčíslený zo zostavených izolínií zrážok. Sumárny ročný úhrn zrážok za hydrologický rok 1987 bol 780,9 mm (zimný polrok 346,0 mm, letný polrok 434,9 mm).

Doplňanie podzemných vôd z infiltrácie z povrchových tokov (P)

Sumárne doplňanie podzemných vôd infiltrujúcimi vodami z povrchových tokov bolo stanovené na základe expedičných meraní v rozdielnych klimatických obdobiach v hodnote 180 – 220 l . s^{-1}. Je samozrejmé, že tento kvalifikovaný odhad môže byť zaťažený chybami. Jeho spresnenie je možné iba vybudovaním rozsiahlej, kontinuálne sledovanej siete vodomerných staníc na povrchových tokoch.

Dokumentované sústavne merané výstupy podzemných vôd z hydrogeologickej štruktúry (odbery a výstupy podzemných vôd na obvode hydrogeologickej štruktúry) ($O_{podz.}$)

Pre hydrologický rok 1987 boli na základe sústavných meraní vo vodárňach pracovníkmi Vodární a kanalizácií a sústavnými kontrolnými meraniami GÚDŠ, doplnenými o nesústavné merania výstupu podzemných vôd do kanála hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom, vyčíslené priemerné denné odbery podzemných vôd v jednotlivých vodárňach a z nich priemerný ročný odber za hydrologický rok v množstve 258,27 l . s^{-1} (priemerné mesačné a ročné odbery v jednotlivých vodárňach sú uvedené pri dokumentovaní prameňov).

Výstupy nevyužívaných podzemných vôd na obvode hydrogeologickej štruktúry (podzemné vody drénu v hydrocentrále Nové Mesto nad Váhom, pramene Dobrá Mera a Mozoláci) boli stanovené na základe nesústavných meraní a pozorovaní v priemere na 30 l . s^{-1}. Sumárne dokumentovaný odtok podzemných vôd z hydrogeologickej štruktúry za hydrologický rok 1987 je 288,3 l . s^{-1}.

Významný dokumentovaný prestup podzemných vôd do povrchových tokov ($O_{prest.}$)

Bol zaznamenaný viacnásobnými expedičnými meraniami na Jablonke v obci Čachtice. Na základe výsledkov expedičných meraní bol stanovený sumárny priemerný prestup podzemných vôd do povrchových tokov (do povrchového toku Jablonky) na 100 l . s^{-1}.

Zmena zásob podzemných vôd v hydrogeologickej štruktúre (ΔR)

Zmena zásob podzemných vôd bola hodnotená na základe zmien hladín podzemných vôd v sústavne meraných studniach a hydrogeologických vrtoch v areáli odberov (Štvrtok nad Váhom, Čachtice), ako aj mimo týchto areálov (oblasť hydrocentrály Nové Mesto nad Váhom).

Údaje o hladinách na začiatku a na konci hydrologického roka sú uvedené v tab. 11. Hlavný dôraz sa kládol na zmenu hladín podzemných vôd vo vrtoch neovplyvnených čerpaním podzemných vôd.

Tab. 11 Tabuľkový prehľad hladín podzemných vôd v hydrogeologických vrtoch a širokoprofilových studniach na začiatku a na konci hydrologického roka 1987

Lokalita merný objekt (studňa, hg. vrt)	Štvrtok nad Váhom			Nové Mesto nad Váhom		Čachtice		
	st. č. 6	st. č. 7	hg. vrt vo vod.	NK-1	NK-2	HP-1	HP-2	S-3
1. 11. 1986	2,77	3,80	-	11,80	16,47	6,37	5,45	5,46
30. 10. 1987	-	2,62	4,05	11,33	15,49	5,89	4,99	5,07

Z porovnania hladín podzemných vôd v hydrogeologickej štruktúre (i keď s možnosťou určitých chýb vo Štvrtku nad Váhom a v Čachticiach v dôsledku ovplyvnenia zmenami v odberoch) možno konštatovať, že v hydrologickom roku 1987 neboli vyprázdnené zásoby podzemných vôd z predchádzajúcich rokov. Naopak, v hydrogeologickej štruktúre došlo v priebehu hydrologického roka 1987 k zvýšeniu zásob podzemných vôd napriek zvýšeným odberom na konci hodnoteného hydrologického roka 1987 v porovnaní s jeho začiatkom.

Orientačné hodnotenie môžeme urobiť stanovením priemerného zvýšenia hladiny medzi začiatkom a koncom hydrologického roka z existujúcich meraní a uvažovaním s koeficientom zásobnosti na základe analógie s inými skrasovatenými územiami. Na základe hodnotenia zmien hladín podzemných vôd v pozorovacích objektoch možno orientačne počítať so zvýšením hladiny podzemných vôd v hydrogeologickej štruktúre o 0,66 m. Na základe analógie budeme uvažovať s koeficientom zásobnosti 1 – 2 %. Pre celú rozlohu hydrogeologickej štruktúry (71,0 km^2) z tohto výpočtu vychádza, že v priebehu hydrogeologického roka 1987 došlo v hydrogeologickej štruktúre k zvýšeniu zásob podzemných vôd v prepočte na vodný stĺpec o 6,6 – 13,2 mm, čo reprezentuje priemerný ročný odtok 14,8 – 29,7 l . s^{-1}. Predpokladáme, že výsledky by mali byť bližšie k hodnote 6,6 mm (resp. 14,8 l . s^{-1}).

Ostatné členy, tvoriace súčasť hydrologickej bilančnej rovnice pre otvorené hydrogeologické štruktúry (evapotranspiráciu a skrytý prestup podzemných vôd z hodnotenej hydrogeologickej štruktúry do sedimentárnej výplne údolia Váhu), nie je možné z existujúcich podkladov priamo vyčísliť.

Zo získaných údajov možno napísať orientačnú rovnicu hydrologickej bilancie pre hodnotenú hydrogeologickú štruktúru v tvare:

$$Z + P_1 = O_{podz.} + O_{prest.} + \Delta R + (E + O_{skr.}),$$

kde: Z – zrážky, P_i – infiltrácia do hydrogeologickej štruktúry z povrchových tokov, $O_{podz.}$ – dokumentovaný odtok podzemných vôd (odbery + dokumentované výstupy podzemných vôd na obvode hydrogeologickej štruktúry), ΔR – prírastok zásob podzemných vôd v hydrogeologickej štruktúre, E – evapotranspirácia, $O_{skr.}$ – skrytý neevidovateľný prestup podzemných vôd z hydrogeologickej štruktúry do sedimentárnej výplne údolia Váhu.

Z existujúcich podkladov z postavenej zjednodušenej rovnice hydrologickej bilancie možno jej posledné dva členy vyčísliť iba sumárnou hodnotou ($E + O_{skr.}$).

Konkrétna rovnica hydrologickej bilancie v hydrologickom roku 1987 pre krasovo-puklinovú hydrogeologickú štruktúru Čachtických Karpát má tvar:
v l. s^{-1}:

$$1758{,}1 + 200 = 288{,}3 + 100{,}0 + 14{,}8 + (E + O_{skr.}),$$

$$E + O_{skr.} = (1758{,}1 + 200) - (288{,}3 + 100 + 14{,}8),$$

$$E + O_{skr.} = 1555$$

v mm:

$$780{,}9 + 88{,}9 = 128{,}1 + 44{,}4 + 6{,}6 + (E + O_{skr.}),$$

$$E + O_{skr.} = (780{,}9 + 88{,}9) - (128{,}1 + 44{,}4 + 6{,}6),$$

$$E + O_{skr.} = 690{,}7$$

Zo zjednodušenej rovnice hydrologickej bilancie pre hydrologický rok 1987 bolo vyčíslené, že

$$E + O_{skr.}\ 1555\ l\ .\ s^{-1}\ (v\ prepočte\ na\ mm:\ 690{,}7)$$

Na rozčlenenie spoločného bilančného člena na evapotranspiráciu a na skrytý odtok bol použitý autorom odvodený empirický vzťah medzi nadmorskou výškou a evapo-transpiráciou v reprezentatívnych hydrogeologických štruktúrach (Kullman, 1986) v tvare:

$$E + 769{,}5 - 0{,}2206\ H\ (obr.\ 2)$$

$$E = 769{,}5 - 0{,}2206\ .\ 294{,}9 = 704{,}4\ mm,$$

Podľa tohto vzťahu evapotranspirácia v hydrogeologickej štruktúre Čachtických Karpát za hydrologický rok 1987 vychádza 704,4 mm. Vzťah bol odvodený pre uzavreté hydrogeologické štruktúry s vysokým stupňom zalesnenia, čo nie je úplne v súlade

s hydrogeologickou štruktúrou Čachtických Karpát, kde stupeň zalesnenia je podstatne nižší a bolo dokázané, že rozdiel v evapotranspirácii medzi zalesnenými a nezalesnenými územiami hydrogeologických štruktúr predstavuje 24,4 – 26,0 % (hydrogeologická štruktúra krížňanského príkrovu Malých Karpát, hydrogeologická štruktúra Žihlavník-Baske v Strážovských vrchoch – KULLMAN, 1986). Vo vzťahu k nižšiemu zalesneniu bola evapotranspirácia redukovaná o 13 %. Po tejto redukcii vyčíslená evapotranspirácia za hydrologický rok 1987 predstavuje 612,8 mm.

Počítajúc s touto evapotranspiráciou (612,8 mm) vychádza skrytý neevidovaný prestup podzemných vôd z hydrogeologickej štruktúry 77,9 mm, čo reprezentuje v prepočte 175,4 l . s^{-1} podzemných vôd. Orientačná hydrologická bilancia však môže byť zaťažená veľkými chybami, vyplývajúcimi jednak z nesústavnosti časti meraní, jednak z použitia analógie.

Jedným z hlavných cieľov hydrologickej bilancie je stanovenie prírodných zdrojov podzemných vôd hydrogeologickej štruktúry ako celku. Podľa získaných výsledkov prognózne prírodné zdroje podzemných vôd v hydrologickom roku 1987 v hydrogeologickej štruktúre Čachtických Karpát predstavovali sumárne 578,5 l . s^{-1}. Ich skladba je takáto:

1. Odbery a evidované výstupy podzemných vôd na obvode hydrogeologickej štruktúry	288,3 l . s^{-1},
2. Skryté vstupy podzemných vôd do Jablonky v intraviláne Čachtíc	100,0 l . s^{-1},
3. Skryté, bližšie neidentifikované prestupy podzemných vôd z hodnotenej hydrogeologickej štruktúry (vyčíslené z rovnice hydrologickej bilancie)	175,4 l . s^{-1},
4. Zväčšenie zásob podzemných vôd v hydrogeologickej štruktúre	14,8 l . s^{-1}
Sumárne:	578,5 l . s^{-1}

Z predpokladaných skrytých prestupov podzemných vôd bolo v oblasti hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom hydrogeologickými vrtmi NK-1, NK-2 a ČK-1 overených sumárne 105 l . s^{-1}.

Celkove dokumentované a na úrovni základného výskumu overené prognózne využiteľné množstvá reprezentuje 493,3 l . s^{-1} (odbery, skryté prestupy do Jablonky + lokalita hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom). Ďalších 85 l . s^{-1} (rozdiel medzi vyčíslenými prírodnými zdrojmi a orientačne overenými prognóznymi využiteľnými množstvami) ostáva na úrovni bližšie neoverených možných prognóznych využiteľných množstiev.

Špecifický odtok podzemných vôd

Odtok podzemných vôd v hydrologickom roku 1987 podľa rovnice hydrologickej bilancie bol 563,7 l . s^{-1} (prírodné zdroje + zvýšenie zásob podzemných vôd). Z toho

363,7 l . s^{-1} bolo zo zrážok spadnutých na bilančne hodnotenú plochu hydrogeologickej štruktúry a 200 l . s^{-1} z infiltrácie povrchových vôd do hydrogeologickej štruktúry.

Špecifický odtok podzemných vôd v 1987 roku podľa rovnice hydrologickej bilancie bol 7,94 l . s^{-1} . km^{-1} (ak uvažujeme aj s vyčísleným skrytým bližšie neidentifikovaným odtokom podzemných vôd z hydrogeologickej štruktúry). Meraniami dokumentovaný špecifický odtok podzemných vôd bol 5,47 l . s^{-1} . km^{-2}.

Z celkového špecifického odtoku podzemných vôd (7,94 l . s^{-1}. km^{-2}) podiel podzemného špecifického odtoku z infiltrácie zo zrážok vychádza na 5,12 l . s^{-1} . km^{-2} a z infiltrácie povrchových vôd z tokov do hydrogeologickej štruktúry na 2,82 l . s^{-1} . km^{-2}.

Vyčíslený špecifický odtok podzemných vôd z infiltrácie je v súlade s výsledkami z iných krasovo-puklinových hydrogeologických štruktúr.

Získaný výsledok o špecifickom odtoku podzemných vôd z infiltrácie zo zrážok bol konfrontovaný s empirickým vzťahom medzi priemernou nadmorskou výškou hydrogeologickej štruktúry a priemerným špecifickým odtokom v uzavretých krasovo-puklinových hydrogeologických štruktúrach:

$q = 0{,}0141\ H + 1{,}9016$, q – špecifický odtok podzemných vôd v l . s^{-1} . km^{-2}, H v metroch nadmorskej výšky (Kullman, 1986).

Podľa tohto vzťahu vychádza pre hydrologickú štruktúru Čachtických Karpát o niečo vyšší špecifický odtok (6,06 l . s^{-1} . km^{-2}) ako z bilančného hodnotenia.

V prípade správnosti tohto vzťahu za predpokladu správneho určenia zrážok by výsledok svedčil o miernom nadhodnotení infiltrácie z povrchových tokov alebo o nadhodnotení stanovenej evapotranspirácie pri hydrologickej bilancii. Navyše treba upozorniť, že použitá rovnica bola zostavená s platnosťou pre hydrogeoologické štruktúry vo výškovom rozpätí 507 – 1096 m n. m. a nemusí úplne vyhovovať pre nízko položené hydrogeologické štruktúry (nami hodnotená hydrogeologická štruktúra má priemernú nadmorskú výšku 294,9 m).

Doplňujúca poznámka autorov po zadaní príspevku do tlače:

Príspevok zhŕňa výsledky hydrogeologického výskumu a prieskumu do konca hydrologického roka 1988 (Kullman — Malík — Vrana, 1988). Upozorňujeme však, že po tomto termíne došlo k významným zásahom do režimu podzemných vôd hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát zvýšením odoberaných množstiev podzemných vôd na lokalite vo Štvrtku nad Váhom (z priemerných 80 l . s^{-1} v poslednej fáze výskumu na 138 — 155 l . s^{-1} v rokoch 1989 — 1990). Bol to zásah s veľkým negatívnym dopadom. Došlo k zániku prameňa "Kamienka", k sústavnému vyčerpávaniu významných množstiev akumulovaných zásob podzemných vôd a k vytvoreniu rozsiahleho depresného kužeľa podzemných vôd, ktorý ovplyvnil až hladinu podzemných vôd v pozorovaných vrtoch NK-1 a NK-2 vzdialených 4 km od lokality Štvrtok nad Váhom. Bližšie pozri Kullman, 1992: Negatívne vplyvy antropogénnych zásahov na kvantitu a kvalitu podzemných vôd v pevných horninách a možnosti ich eliminácie. Zborník prednášok zo sympózia: Využívanie podzemných vôd vo vzťahu k ekológii. Rajecké Teplice, november 1992.

Tab. 12 Potok od Haluzíc

Profily 1, 2 merané 4. 7. 1988

Merný profil		Prietok ($l \cdot s^{-1}$)	Straty alebo prírastky ($l \cdot s^{-1}$)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Vodivosť µS/cm	E-coli v 1 ml	Psychrof. baktérie v 1 ml	Mezofilné baktérie v 1 ml
č. p.	lokalizácia								
A	Haluzice — vstupný profil	2,79	-1,04	14,7	22,6	640	-	-	-
B	Haluzice — výstupný profil	1,75		18,5	22,6	640	-	-	-

Sumárna infiltrácia z povrchového toku do karbonátov hydrogeologickej štruktúry: 1,0 $l \cdot s^{-1}$

Tab. 13 Bošáčka

Profily 1, 3, 5 merané 4. 7. 1988

1	Vstupný — Brezákov mlyn	245,63	-38,62	24,4	28,3	500	3000	4100	8800
3	stredný — sz. okraj Trenč. Bohuslavíc	207,01	+21,33	24,8	24,8	505	320	430	630
5	výstupný — v. od Tur. v rohu nad vtokom do Váhu	228,34		24,5	22,8	515	620	820	1690

Sumárna infiltrácia z povrchového toku do karbonátov hydrogeologickej štruktúry: 17,29 $l \cdot s^{-1}$

Tab. 14 Klanečnica

Profily 20 — 24 merané 5. 7. 1988, 24 prekr., 19, 25, 26 merané 7. 7. 1988

Merný profil		Prietok ($l \cdot s^{-1}$)	Straty alebo prírastky ($l \cdot s^{-1}$)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Vodivosť µS/cm	E-coli v 1 ml	Psychrof. baktérie v 1 ml	Mezofilné baktérie v 1 ml
č. p.	lokalizácia								
20	sz. okraj obce Dolné Srnie	93,87		20,5	28,5	581	530	790	1 410
21	ľavostr. prítok v Dolnom Srní	1,13	-23,51	21,9	28,5	625	11 000	14 300	23 900
23	zsz. od kóty Na prepadl. 275	61,49	-31,96	28,0	28,3	377	10 000	17 200	21 300
24	Klanečnica nad sútokom s Kamečnicou	29,53	-	27,8	28,0	363	10 200	14 300	24 300
24 prekr.	Klanečnica nad sútokom s Kamečnicou	2,65	-	24,8	25,5	315		-	-
19	prítok Kamečnice nad sútokom s Klanečnicou	76,46	-12,13	20,1	25,5	623	14 300	16 900	59 000
25	jz. okraj Izbice	66,98	-4,37	21,7	22,8	588	220	740	940
26	nad vtokom do deriv. kanála	62,61		22,9	20,1	503	860	1 150	1 560

Sumárna infiltrácia z povrchového toku do karbonátov hydrogeologickej štruktúry: 71,94 $l \cdot s^{-1}$

Tab. 15 Povrchový tok Kamečnica

Profily 11, 14, 16, 16a, 19 merané 5. 7. 1988

Merný profil		Prietok ($l \cdot s^{-1}$)	Straty alebo prírastky ($l \cdot s^{-1}$)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Vodivosť µS/cm	E-coli v 1 ml	Psychrof. baktérie v 1 ml	Mezofilné baktérie v 1 ml
č. p.	lokalizácia								
11	Kamečnica — Bzince pod Javorinou, vstupný profil	88,81	–	24,2	30,8	587	10 600	11 800	21 200
12	ľavý prítok Kamečnice Vrzavkav Bzinciach pod Javorinou	15,08	+7,92	28,4	30,8	436	1 270	4 300	6 200
14	Kamečnica — profil medzi Bzincami a Veselou Horou	110,81	-17,94	24,5	30,8	581	5 000	1 480	9 500
16	Kamečnica — v. od Veselej hory	92,87	–	22,0	28,0	598	2 000	1 040	1 670
16a	ľavostr. prítok od cesty Nové Mesto n/Váhom	0,33	+28,03	21,2	28,5	729	1 070	1 030	1 430
19	Kamečnica nad sútokom s Klanečnicou	121,23		22,3	29,0	605	14 300	16 900	59 000

Celkový prírastok: 18,01 $l \cdot s^{-1}$

Tab. 16 Povrchový tok Jablonka

Merané 7. 7. 1988

Merný profil		Prietok ($l \cdot s^{-1}$)	Straty alebo prírastky ($l \cdot s^{-1}$)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Vodivosť µS/cm	E-coli v 1 ml	Psychrof. baktérie v 1 ml	Mezofilné baktérie v 1 ml
č. p.	lokalizácia								
30	Jablonka — Krajné, vstupný profil	130,48		15,8	22,3	744	160	590	650
			-8,02						
31	Jablonka — horný koniec Hrachovišťa	122,46		16,6	23,2	766	420	650	1 060
			–						
33	Topolecký potok — ľavostr. prítok	353,26		20,1	25,3	601	350	1 390	1 400
33a	ľavostr. prítok od JRD Hrachovište	1,38	-21,15	28,7	29,2	1 177	1 500	19 000	36 400
34	Jablonka — Hrachovište (dolný koniec obce)	455,95		22,1	26,5	621	550	600	710
			–						
37	Hovädský jarok — ľavostr. prítok	7,85	-10,67	15,9	25,9	846	1 600	3 700	6 500
38	Jablonka — v obci Višňové	453.13		20,8	24,1	652	150	620	1 090
39a	prameň Hladový — ľavostr. prítok	3,46	-10,16	10,2	24,1	665 (údaj z 30. 6. 1988)	< 1 (údaj z 30. 6. 1988)	42	67

pokračovanie tab. 16

40	Jablonka — Čachtice, nad obcou	446,43	–	19,4	27,1	651	460	600	1 020
41	Jablonka — ľavé krídlo toku — pod prameňmi	378,27	+56,82	20,7	27,1	631	620	940	1 500
42	Jablonka — pravé krídlo toku — pod prameňmi	124,98		21,0	27,1	646	1 060	1 920	3 060
-	Čachtice vodáreň — odber	190,30		16,3	27,0	605	> 1	23	48

V hornej a strednej časti významné straty: 50,0 l . s^{-1}
V spodnej časti odber (190,3 l . s^{-1}) + prírastok na povrchovom toku: 56,8 l . s^{-1}

Kvantitatívno-kvalitatívna snímka povrchových a podzemných vôd

Na hodnotenie vzájomných vzťahov povrchových a podzemných vôd v extrémnych podmienkach nízkych prietokov, a tým i zvýšeného znečistenia povrchových tokov, prerezávajúcich hydrogeologickú štruktúru Čachtických Karpát, bola použitá v hydrogeologickom výskume zatiaľ nevyužívaná časová snímka. Jej základom je výber extrémneho obdobia a krátkeho časového úseku na získanie vyčerpávajúceho komplexného obrazu. Pri hydrogeologickom hodnotení krasovo-puklinových vôd v Západných Karpatoch bola použitá po prvýkrát a možno konštatovať, že sa plne osvedčila. Potvrdila kvantitatívne vzťahy medzi povrchovými a podzemnými vodami, podala prehľad o priebehu zmien mikrobiologického a bakteriologického znečistenia povrchových tokov v extrémnych podmienkach, o rozdielnostiach v stupni znečistenia jednotlivých tokov, o ohniskách nadmerného znečistenia, ale hlavne umožnila urobiť si obraz o filtračnej a čistiacej schopnosti sedimentov v alúviách tokov a vo vlastnom mezozoickom komplexe pri napájaní podzemných vôd vodami povrchových tokov. Kvantitatívno-kvalitatívna snímka bola realizovaná v klimaticky suchom období v priebehu 4 dní, a to od 4. 7. 1988 do 7. 7. 1988. Do hodnotenia boli zahrnuté všetky povrchové toky, prerezávajúce hodnotenú hydrogeologickú štruktúru, a to: potok od Haluzíc, Bošáčka, Klanečnica, Kamečnica, Jablonka, ale aj všetky výstupy podzemných vôd z hydrogeologickej štruktúry (všetky pramene, ako aj výstupy podzemných vôd do koryta hydrocentrály v Novom Meste nad Váhom).

Výsledky z jednotlivých vodných tokov sú spracované v tabuľkách (tab. 12 – 15). Obdobne sú tabuľkovo spracované aj výsledky z jednotlivých výstupov podzemných vôd (tab. 16) (lokalizácia merných profilov, pozri obr. 7).

Z hľadiska kvantitatívnych vzťahov medzi povrchovými tokmi a podzemnými vodami realizovaná snímka potvrdila výsledky uvedené v predchádzajúcich kapitolách o významnom doplňaní podzemných vôd hydrogeologickej štruktúry infiltráciou z povrchových tokov. V období nízkych prietokov infiltrovalo z povrchových tokov do karbonátov štruktúry sumárne 147,2 $l \cdot s^{-1}$ povrchových vôd (potok od Haluzíc – 1,0 $l \cdot s^{-1}$, Bošáčka – 17,3 $l \cdot s^{-1}$, Klanečnica – 71,9 $l \cdot s^{-1}$, Jablonka – 47,0 $l \cdot s^{-1}$). Výnimku tvorí povrchový tok Kamečnica, u ktorého boli v strednej časti zaznamenané významnejšie straty (17,9 $l \cdot s^{-1}$), v dolnej časti však výrazný prírastok (28,0 $l \cdot s^{-1}$). Celkove však tento tok vykazoval prírastok.

Z hľadiska mikrobiologického a bakteriologického znečistenia realizovaná snímka dokumentovala vysokú čistiacu schopnosť prostredia pri filtrácii biologicky silne znečistených povrchových vôd. Podzemné vody vystupujúce v prameňoch nemajú ani zlomky tohto znečistenia. Na tomto mechanizme čistenia sa podieľa filtračná schopnosť významných mocností kvartérnych sedimentov, filtračná schopnosť strednotriasových dolomitov, ako aj predpokladaný pomalší obeh podzemných vôd v porovnaní s obehom podzemných vôd vo väčšine krasovo-puklinových území v Západných Karpatoch (tab. 17).

Tab. 17 Výstupy podzemných vôd zo štruktúry

Odbery a nevyuž. pramene / Lokalita	Dátum	Stav využiteľnosti	Výdatnosť ($l \cdot s^{-1}$)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Vodivosť µS/cm	E-coli v 100 ml	Psychrof. baktérie v 1 ml	Mesofil. baktérie v 1 ml
prameň "Štvrtok nad Váhom"	4. 7. 1988	využívaný	116,0	10,3 — 10,9	23,6	645 — 703	14	6	16
prameň "Kamienka" Trenč. Bohuslavice	4. 7. 1988	využívaný	9,5	10,6	24,0	-	24	11	21
"výtok od kanála hydrocentr." Nové Mesto nad Váhom	5. 7. 1988	nevyužívaný	8,3 (25—35)	11,6	25,6	606	4	2	5
prameň "Teplička" Čachtice	5. 7. 1988	využívaný	201,4	16,3	27,0	605	0 — 8	23	48
prameň "Hladový" Čachtice	7. 7. 1988	nevyužívaný	3,46	10,2	24,1	665	0 — 6 Výsledky z	0 — 53 viacerých z r. 1987	0 — 36 odberov
prameň "Mozoláci" Krajné	6. 7. 1988	využívaný	0,2	8,1	28,0	712	12	-	12
prameň "Dobrá Mera" Krajné	30. 6. 1988	nevyužívaný	1,02	9,8	26,1	-	nespoč. množ.	nespoč. množ.	nespoč. množ.

* Zistený rozkyv z režimových pozorovaní (n = 16), z toho 12x = 0.

Chemické zloženie a celková mineralizácia podzemných vôd

Pri hodnotení hydrogeochemických pomerov Čachtických Karpát samostatne hodnotíme 3 genetické podskupiny podzemných vôd petrogénneho charakteru:

– podzemné vody karbonátov mezozoika (predstavujúce typické karbonátogénne vody v zmysle genetickej klasifikácie Gazdu (1974) – ich minerálny obsah je tvorený v dôsledku rozpúšťania vápencov a dolomitov),

– podzemné vody bazálnych zlepencov a pieskovcov egenburgu (vzhľadom na petrograficko-mineralogické zloženie – zlepence sú prevažne karbonátové, v menšej miere obsahujú valúny pieskovcov, kremeňa, arkóz, porfyroidov a rúl, pieskovce tvoria vložky v zlepencoch a vyznačujú sa prevahou karbonátových zŕn s karbonátovým tmelom – patria tieto vody k prechodnému typu silikátovo-karbonátogénnych vôd, keďže na tvorbe chemizmu sa okrem rozpúšťania karbonátov podieľa i hydrolýza

Tab. 18 Súborné výsledky režimového pozorovania kvality podzemných vôd v Čachtických Karpatoch

Lokalita		Parameter	Tv (°C)	MIN (mg/l)	pH	v CO_2 mg/l	Na $mg.l^{-1}$
Čachtice prameň Teplička n = 17	wetterst. vápence	$\bar{x}$	14,1	537,3	7,45	21,9	4,9
		SD	0,33	7,04	0,14	7,75	0,78
		min.	13,0	523,5	7,20	12,9	2,7
		max.	14,6	549,9	7,60	36,7	6,3
		v. k. %	2,3	1,3	1,9	35,4	15,9
Nové Mesto nad Váhom prameň "Hydrocentrála" n = 16	wetterst. vápence	$\bar{x}$	11,5	566,6	7,30	25,6	10,9
		SD	0,65	25,45	0,09	7,10	0,79
		min.	10,3	519,5	7,15	12,9	8,9
		max.	12,6	605,2	7,50	36,7	11,8
		v. k. %	5,7	4,5	1,2	27,8	7,2
Štvrtok n/V. st. č. 7 n = 11	dolomity jablon. skup.	$\bar{x}$	9,9	546,7	7,50	12,9	6,1
		SD	0,51	8,42	0,15	3,39	0,49
		min.	9,1	534,5	7,30	6,5	5,2
		max.	10,8	562,9	7,80	19,4	6,6
		v. k. %	5,1	1,5	2,0	26,2	8,0
Višňové "Hladový prameň" n = 6	wetterst. vápence	$\bar{x}$	10,07	609,5	7,30	51,4	1,5
		SD	0,05	21,6	0,08	6,17	0,46
		min.	10,0	578,7	7,20	41,0	1,2
		max.	10,1	635,3	7,40	56,1	2,5
		v. k. %	0,5	3,5	1,1	12,0	30,0
Trenč. Bohuslavice prameň "Kamienka" n = 16	dachsteinské vápence	$\bar{x}$	10,5	534,6	7,40	18,5	7,3
		SD	0,60	17,5	0,12	5,50	0,99
		min.	10,1	509,6	7,23	9,3	5,8
		max.	12,50	575,8	7,60	30,2	9,9
		v. k. %	5,7	3,3	1,6	29,8	13,6

$\bar{x}$ — aritmetický priemer, SD — smerodajná odchýlka, v. k. — variačný koeficient

silikátov), – podzemné vody kvartérnych náplavov Váhu, predstavujúce fluviogénny genetický typ podzemných vôd, vyznačujúci sa značnou heterogenitou mineralizačných procesov vrátane faktora miešania rôznych druhov podzemných vôd.

K uvedeným prirodzeným podmienkam tvorby chemizmu podzemných vôd pristupuje, hlavne v poslednom čase, ich sekundárne ovplyvnenie, ktoré sa odráža v zhoršovaní kvality vôd.

Karbonátogénne podzemné vody mezozoika

Ako už bolo uvedené, z kvantitatívneho hľadiska sú tu najdôležitejšie podzemné vody mezozoických súvrství nedzovského príkrovu (hlavne vápencov a dolomitov triasu, menej karbonátov jury až spodnej kriedy), v menšej miere sú významné podzemné vody vrchnokriedových sedimentov brezovskej skupiny.

Chemické zloženie hydrogeologicky najvýznamnejších wettersteinských vápencov a dolomitov, ako aj hlavných dolomitov, má výrazný Ca–HCO_3, resp. Ca–Mg–HCO_3 charakter (A_2 69 až 93 mmol %).

Tab. 18 pokračovanie

Mg	Ca	Cl	NO_3	SO_4	HCO_3	S_1	A_2	S_2SO_4
mg. l^{-1}						mmol . z_1 %		
28,5	84,5	6,6	8,2	25,5	367,8	3,90	87,35	7,72
2,10	2,18	2,20	1,46	3,63	6,84	0,67	1,35	1,08
25,9	80,3	4,7	6,0	20,5	353,9	2,19	84,84	6,27
33,9	90,5	14,1	10,3	33,2	380,9	4,94	89,80	9,72
7,4	2,6	32,6	17,8	14,2	1,9	17,2	1,5	14,0
22,5	101,1	19,1	15,9	71,7	315,0	7,22	69,01	19,99
1,32	6,00	3,41	2,21	10,94	13,25	0,55	2,89	2,35
19,7	89,9	14,6	12,4	58,9	289,9	6,04	64,13	16,77
24,7	110,1	25,0	20,6	86,3	337,2	8,06	73,75	23,17
5,9	5,9	17,8	13,9	15,3	4,2	7,6	4,2	11,8
21,6	98,3	11,9	18,6	40,1	337,4	4,52	78,28	12,58
2,43	2,74	1,23	1,38	8,09	7,74	0,42	0,88	1,26
19,8	92,2	10,4	16,5	19,2	328,9	3,73	76,56	10,68
27,3	102,4	13,9	21,3	50,8	352,8	4,93	79,55	15,04
11,2	2,8	10,3	7,4	20,2	2,3	9,3	1,1	10,0
13,2	129,8	4,9	1,8	17,7	431,7	1,12	92,67	4,86
0,79	5,91	2,81	0,65	2,20	13,96	0,27	1,17	0,64
12,4	121,2	2,3	0,6	15,4	412,6	0,96	91,58	4,11
14,1	135,6	9,4	2,3	21,5	449,1	1,66	94,07	5,80
5,9	4,6	57,3	36,1	12,4	3,2	24,0	1,2	13,2
23,1	92,6	10,2	17,8	66,7	304,6	5,65	71,69	19,94
1,30	3,85	2,92	3,82	7,46	7,45	0,74	1,63	1,75
21,4	85,2	7,4	11,7	58,5	285,6	4,42	66,93	17,42
25,2	100,7	17,4	29,4	82,6	317,3	7,11	73,69	22,93
5,6	4,2	28,8	21,4	11,2	2,4	13,0	2,3	8,8

Súborné výsledky režimového pozorovania chemizmu karbonátogénnych podzemných vôd Čachtických Karpát sú uvedené v tab. 18. Z týchto údajov vyplýva, že v priebehu hydrologického roka sú hodnoty základných charakteristík a komponentov chemizmu vôd pomerne výrazne stabilné, čo svedčí o vyrovnanom hydrochemickom režime podzemných vôd. Väčšiu variabilitu hodnôt pozorujeme iba u tých zložiek, ktoré bezprostredne indikujú sekundárne vplyvy (Cl, NO_3, SO_4).

Celková mineralizácia týchto vôd sa pohybuje v rozmedzí 510 až 640 mg . l^{-1} a vyznačuje sa výraznou stabilitou v čase (variačný koeficient jednotlivých zdrojov dosahoval iba 1,3 až 4,5 %).

Koncentrácie jednotlivých zložiek zistené týmto režimovým pozorovaním môžeme považovať za priemerné chemické zloženie podzemných vôd pre hydrogeologickú štruktúru karbonátov Čachtických Karpát (n = 60, údaje okrem pH sú uvedené v mg. l^{-1}):

MIN	546	Li	0,007	Fe	0,047	Cl	11,9
pH	7,40	Na	7,4	Mn	0,005	NO_2	<0,01
SiO_2	7,9	K	2,4	Zn	0,0171	NO_3	14,7
		NH_4	-0,05	Cu	0,0051	HPO_4	<0,01
		Mg	24,2	Al	0,113	SO_4	51,5
		Ca	93,6			HCO_3	331,8
		Sr	0,06				

Podzemné vody neogénu a kvartéru

Chemické zloženie podzemných vôd bazálnych zlepencov a pieskovcov egenburgu je uvedené v tab. 19.

V zásade teda ide o podzemné vody menej výrazného Ca–Mg–HCO_3 typu, ktorých chemizmus je ovlyvnený zjavnými sekundárnymi vplyvmi, v dôsledku ktorých majú tieto vody i relatívne vysokú mineralizáciu. Najvyššiu celkovú mineralizáciu (669 až 1301 mg. l^{-1}) však nachádzame v podzemných vodách slieňovcov a vápnitých pieskovcov karpatu, ktoré sú však z kvantitatívneho hľadiska bezvýznamné.

Výraznejší Ca–Mg–HCO_3 typ chemizmu vykazujú podzemné vody kvartéru fluviálnych piesčito-hlinitých sedimentov údolných nív, prekrytých sprašami. Ich celková mineralizácia je relatívne veľmi vysoká (645,6 až 1543,6 mg. l^{-1}), často v dôsledku výraznej kontaminácie. Zistené hodnoty základných parametrov a koncentrácie zložiek sú uvedené v tab. 20.

Zhodnotenie kvality vôd z vodohospodárskeho hľadiska a z hľadiska ochrany podzemných vôd pred znečistením

Ako vidieť z údajov v tab. 18, podzemné vody karbonátov hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát koncentráciami hlavných zložiek chemizmu plne vyhovujú ČSN

Tab. 19 Chemické zloženie podzemných vôd bazálnych zlepencov a pieskovcov egenburgu (n = 11)

Parameter, zložka	Aritmetický priemer	Min.	Max.
MIN	803,3	586,5	940,9
pH	7,50	7,30	8,00
Na	15,8	4,5	56,5
K	5,8	0,4	20,0
Mg	44,6	30,2	57,2
Ca	118,5	82,2	154,7
Cl	39,2	13,8	99,6
SO_4	70,3	41,2	116,0
NO_3	80,0	28,4	167,1
HCO_3	398,8	311,2	482,0
Mg/Ca	0,64	-	-
SO_4/M	0,075	-	-
Na/K	10,35	-	-
S_1	7,77	2,44	24,72
A_2	62,53	49,36	80,66
S_2SO_4	15,22	8,75	20,83

Poznámka: Hodnoty zložiek okrem pH sú uvedené v mg. l^{-1}, hydrogeochemické koeficienty sú vypočítané z hodnôt mmol. z_i a indexy sú uvedené v mmol. z_i %.

830611 Pitná voda pre hromadné zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou. Taktiež obsahom najdôležitejších kovov (tab. 21) vyhovujú požiadavkám normy pre pitnú vodu.

Z výsledkov hydrogeologického výskumu vyplynulo, že podzemné vody karbonátov Čachtických Karpát sú vo veľkej miere doplňané infiltráciou z povrchových tokov, ktoré však predovšetkým z mikrobiologicko-bakteriologického hľadiska vykazujú veľké znečistenie (tab. 12 až 16). Ako však môžeme vidieť z režimového i jednorazového pozorovania kvality podzemných vôd vystupujúcich zo štruktúry (tab. 17 a 22), toto bakteriologické znečistenie je prakticky eliminované filtráciou, čo svedčí o relatívne dobrých filtračných a samočistiacich vlastnostiach horninového prostredia napriek častým prejavom skrasovatenia hornín. Z údajov v tab. 23a vidieť, že z anorganických komponentov majú infiltrujúce povrchové vody relatívne priaznivé vlastnosti, pokiaľ ide o koncentráciu dusičnanov, menej však už v prípade chloridov a síranov. Podiel solí antropogénneho pôvodu sa potom prejavuje vo vystupujúcich krasovo-puklinových vodách prameňov odvodňujúcich štruktúru. Ako však ukázali doplňujúce odbery vzoriek vôd z využívaných menších prameňov a studní v obciach (tab. 24), situovaných priamo v karbonátovej štruktúre, významným zdrojom kontaminácie podzemných vôd dusičnanmi, síranmi a chloridmi je miestne domové (komunálne) a poľnohospodárske znečistenie (zistili sa napr. maximálne koncentrácie dusičnanov až 368,6 mg . l^{-1}, síranov až 152,3 mg . l^{-1} a chloridov až 143,2 mg . l^{-1}). Na porovnanie uvádzame v tab. 25 priemerné koncentrácie zložiek v karbonátogénnych podzemných vodách Čachtických Karpát a vo vodách využívaných studní v uvedenej oblasti.

Tab. 20 Chemické zloženie podzemných vôd kvartéru (n = 7)

Parameter, zložka	Aritmetický priemer	Min.	Max.
MIN	866,6	645,6	1543,6
pH	7,65	7,35	8,1
Na	11,8	4,2	18,6
K	6,3	0,2	19,9
Mg	56,9	28,2	149,3
Ca	120,1	99,8	165,9
Cl	41,5	13,7	143,2
SO_4	75,3	25,1	152,3
NO_3	87,3	20,2	368,6
HCO_3	450,7	378,3	536,9
Mg/Ca	0,74	-	-
SO_4/M	0,065	-	-
Na/K	5,6	-	-
S_1	6,20	2,30	11,72
A_2	68,88	40,06	85,44
S_2SO_4	13,12	6,03	14,69

Poznámka: Hodnoty zložiek okrem pH sú uvedené v mg. l^{-1}, hydrogeochemické koeficienty sú vypočítané z hodnôt mmol. x_i a indexy sú uvedené v mmol. z_i %.

Podzemné vody karbonátov teda i z hľadiska obsahu kovov (Fe, Mn, Zn, Pb, Cu, Al) vyhovujú norme pre pitné vody.

Bolo už spomínané, že horninové prostredie (hlavne vďaka pokryvným útvarom a súvrstviu dolomitov) svojimi filtračnými vlastnosťami veľmi účinne pôsobí pri eliminácii mikrobiologicko-bakteriologického znečistenia infiltrujúcich vôd. Naopak, časť anorganických zložiek antropogénneho pôvodu (Cl, NO_3, SO_4) sa týmto spôsobom neodbúrava a objavuje sa v soľnom obsahu karbonátogénnych vôd. Kvôli názornosti uvádzame v tab. 26 chemické zloženie vôd prameňov z karbonátov Čachtických Karpát, u ktorých vzhľadom na morfologickú pozíciu nemožno predpokladať priame ovplyvnenie sekundárnymi zdrojmi.

Nepriaznivou vodohospodárskou vlastnosťou karbonátogénnych vôd je ich vysoká tvrdosť, ktorá v prirodzených výveroch dosahuje 6,0 – 7,5 mmol . l^{-1}, pričom za optimálne hodnoty sa pre zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou považuje rozmedzie 1,5 až 2,5 mmol . l^{-1}. Voda z kopaných studní a inak upravených zdrojov na lokálne zásobovanie vykazuje oveľa väčšiu celkovú tvrdosť (8 až 10 mmol . l^{-1}) a lokálne dosahuje až 20 mmol . l^{-1}.

Na zhodnotenie dlhodobých trendov vývoja kvality vody niet dostatok porovnateľných pozorovaní. Čiastočne možno toto porovnanie urobiť v najvýznamnejšom zdroji krasovo-puklinových vôd v Čachtických Karpatoch, ktorým je pramenisko Teplička v Čachticiach. Kvôli názornosti uvádzame v tab. 27 výsledky analýz vykonaných v laboratóriu IGHP, š. p., Žilina (údaje v mg . l^{-1}).

Tab. 21 Obsah niektorých kovov v karbonátogénnych podzemných vodách Čachtických Karpát zistené režimovým pozorovaním

Lokalita	Parameter	MN	Fe	Zn	Cu	Al
Čachtice, prameň Teplička	$\bar{x}$	0,0024	0,0276	0,0179	0,0029	0,129
n = 17	min.	0,0000	0,0010	0,0010	0,0009	0,005
	max.	0,0076	0,0920	0,0560	0,0052	0,860
Nové Mesto n/V,	$\bar{x}$	0,0126	0,0920	0,0045	0,0068	0,192
prameň Hydrocentrála	min.	0,0039	0,0040	0,0010	0,0010	0,002
n = 16	max.	0,0670	0,8000	0,0130	0,0800	1,200
Štvrtok n/V,	$\bar{x}$	0,0020	0,0290	0,0477	0,0099	0,039
st. č. 7	min.	0,0000	0,0080	0,0170	0,0006	0,005
n = 11	max.	0,0056	0,0650	0,0920	0,0190	0,140
Višňové	$\bar{x}$	0,0020	0,0462	0,0024	0,0016	0,197
"Hladový prameň"	min.	0,0012	0,0220	0,0014	0,0002	0,010
n = 6	max.	0,0033	0,0790	0,0030	0,0027	0,450
Trenčianske Bohuslavice,	$\bar{x}$	0,002	0,035	0,0079	0,0026	0,066
prameň "Kamienka"	min.	0,000	0,003	0,0010	0,0002	0,003
n = 16	max.	0,005	0,013	0,0250	0,0140	0,500

Poznámka: Údaje sú v mg. l^{-1}.
Chemické analýzy boli vykonané v laboratóriu GÚDŠ.

Tab. 22 Súborné výsledky režimového pozorovania mikrobiologických a bakteriologických vlastností karbonátogénnych podzemných vôd Čachtických Karpát

Lokalita	Parameter	Psychrofilné mikróby (v ml)	Mesofilné mikróby (v ml)	E-coli (v 100 ml)	Oxidovateľnosť (mg O_2)
Čachtice prameň Teplička	$\bar{x}$ min. max.	13 (n = 12) 0 90	3 (n = 16) 0 19	2 (n = 16) 0 8	1,10 (n = 15) 0,5 2,8
Nové Mesto n/V prameň Hydrocentrála	$\bar{x}$ min. max.	10 (n = 12) 0 70	3 (n = 16) 0 17	3 (n = 16) 0 25	2,10 (n = 15) 0,6 4,8
Štvrtok n/V, st. č. 7	$\bar{x}$ min. max.	15 (n = 6) 5 35	3 (n = 10) 0 7	4 (n = 10) 0 10	1,08 (n = 9) 0,4 2,4
Višňové, "Hladový prameň"	$\bar{x}$ min. max.	16 (n = 6) 0 53	8 (n = 6) 0 36	6 (x) - -	1,05 (n = 6) 0,5 2,2
Trenčianske Bohuslavice, prameň "Kamienka"	$\bar{x}$ min. max.	17 (n = 12) 0 75	11 (n = 16) 0 106	7 (n = 16) 0 20	1,33 (n = 15) 0,6 4,0

Poznámka: (x) 1-krát stanovené 6 E-coli v 10 ml.
Prítomnosť amorfných hmôt bola vo všetkých prípadoch stanovená ako riedka. Analýzy: OHS Trenčín.

Tab. 23a Výsledky chemických a bakteriologických rozborov vôd, odobraných počas kvantitatívno-kvalitatívnej snímky

Číslo prof.	MIN	HCO_3	SO_4	NO_3	Cl	S_1	A_2	Mg/Ca	SO_4/M
	mg. l^{-1}					mval %			
1	432,8	256,3	44,8	5,5	12,7	8,66	75,03	0,42	0,08
3	433,4	256,3	46,1	3,3	13,1	8,67	75,06	0,37	0,09
5	435,3	262,4	44,9	1,1	13,1	8,57	76,35	0,38	0,08
11	484,6	256,3	46,9	1,6	24,1	5,89	73,81	0,32	0,07
12	364,9	207,5	43,2	0,8	13,7	7,29	72,06	0,38	0,09
14	503,8	298,9	46,5	2,0	21,3	5,71	75,12	0,31	0,07
16	510,2	305,1	46,1	2,4	21,5	5,50	75,47	0,31	0,07
16a	553,9	268,5	69,1	2,7	53,2	7,06	59,39	0,23	0,09
19	516,8	311,2	46,5	1,5	21,8	5,69	75,77	0,29	0,07
20	508,9	298,9	44,8	12,8	17,6	9,67	74,77	0,27	0,07
21	493,9	231,9	53,5	13,6	47,9	10,31	57,81	0,31	0,08
23	308,7	158,6	46,5	0,8	19,7	15,61	62,76	0,49	0,12

pokračovanie tab. 23a

Číslo prof.	MIN	HCO_3	SO_4	NO_3	Cl	S_1	A_2	Mg/Ca	SO_4/M
	mg . l^{-1}					mval %			
24	276,2	134,2	46,5	2,7	20,4	17,10	57,98	0,54	0,13
25	487,3	292,0	46,5	<0,5	21,9	6,62	74,96	0,32	0,08
26	418,0	244,1	46,1	<0,5	21,9	7,69	71,66	0,40	0,09
30	643,4	372,2	66,3	6,0	30,3	6,66	72,22	0,49	0,08
31	634,1	372,2	62,9	1,1	29,6	6,75	73,68	0,48	0,08
33	503,5	298,9	43,2	1,1	17,7	7,45	77,49	0,36	0,07
33a	1069,1	646,8	62,1	0,8	32,9	24,83	72,88	0,73	0,05
34	543,9	329,5	46,9	1,2	21,3	7,55	76,56	0,39	0,07
37	564,6	219,6	73,7	64,7	43,6	4,29	51,16	0,51	0,10
38	531,2	298,9	49,8	1,8	22,2	8,10	75,17	0,38	0,07
40	539,3	317,2	50,2	1,5	21,9	8,11	74,88	0,41	0,07
41	526,5	311,2	44,9	0,8	18,9	7,61	77,66	0,41	0,07
42	557,8	329,5	49,8	6,1	22,9	8,55	74,61	0,44	0,07
ŠNV	540,1	329,5	33,3	24,6	14,5	5,16	78,24	0,35	0,05
TRB	501,9	311,2	46,5	2,3	12,1	6,18	79,10	0,43	0,07
ČCHT	534,8	366,1	18,9	10,5	8,3	4,36	88,22	0,58	0,03
NM-HC	502,9	298,9	50,2	2,0	19,2	7,70	75,16	0,36	0,08

Vysvetlivky: ŠNV — Vodáreň vo Štvrtku n/V — st. č. 4; TRB — Trenč. Bohuslavice — prameň Kamienka; ČCHT — Čachtice — prameň Teplička; NM-HC — Nové Mesto n/V — prameň Hydrocentrála.

Tab. 23b

Lokalizácia	Bakteriálny nález OHS Trnava		
	psychrofilné baktérie v 1 ml	mesofilné baktérie v 1 ml	E-coli v 100 ml
ŠNV	6	16	14
TRB	11	21	24
ČCHT	23	48	0 — 8*)
NM-HC	2	5	4

*) Zistený rozkyv z režimových pozorovaní (n = 16), z toho 12x = 0.

K uvedenému treba dodať, že neúplné chemické analýzy prameňa Teplička z r. 1958 – 1960 (Bujalka, 1960) preukázali koncentrácie chloridov v rozmedzí 3,65 až 5,67 mg . l^{-1}, dusičnanov 3 – 11 mg. l^{-1} a síranov 11,93 – 18,11 mg . l^{-1}.

Možno teda predbežne konštatovať (pozri tiež výsledky režimového pozorovania v tab. 18), že za posledných 10 – 15 rokov sa v uvedenom zdroji badateľne nezvýšila hladina koncentrácie zložiek indikatívnych z hľadiska sekundárneho ovplyvnenia (Cl, NO_3, SO_4), reprezentatívne výsledky však v tomto smere môže priniesť iba dlhodobé sledovanie, ktoré v súčasnosti zabezpečuje SHMÚ Bratislava v spolupráci s IGHP, š. p., Žilina.

V rámci monitoringu akosti vôd Slovenska SHMÚ od r. 1982 pozoruje podzemné vody v Čachticiach (prameň Teplička) a vo Štvrtku n/V (na pramenisku je v súčasnosti vybudovaná vodáreň). Výsledky doposiaľ vykonaných rozborov na stopové prvky (Ba, Ag, Cu, Zn, Cr, V, As. Se a Cd) vo všetkých prípadoch spĺňajú kritériá ČSN 830611 Pitná voda. Realizované rozbory na ropné látky, tenzidy, fenoly a kyanidy taktiež zatiaľ neindikujú významnejšie znečistenie podzemných vôd. Treba však konštatovať, že ojedinele sa v oboch zdrojoch zistili nadlimitné koncentrácie niektorých chlorovaných uhľovodíkov (sledujú sa ALFA-HCH, GAMA-HCH, HEPTACHLOR, ALDRIN, DDE, ENDRIN, PP DDT, METOXYCHLOR. Napr. v prameni Teplička bolo v r. 1982 stanovené 0,073 µg. l^{-1} ALFA-HCH. resp. 0,027 µg . l^{-1} PP DDT a v zdroji vo Štvrtku n/V v tom istom roku 0,030 µg . l^{-1} ALFA-HCH, 0,010 GAMA-HCH a 0,027 PP DDT. Celková objemová aktivita beta dosahovala v oboch zdrojoch hodnoty v rozmedzí 0,060 až 0,160 Bq . l^{-1}, čo je oveľa menej, ako povoľuje ČSN 830611 (1Bq . l^{-1}).

Zásady ochrany zdrojov krasovo-puklinových podzemných vôd

Hydrogeologická štruktúra karbonátov Čachtických Karpát vykazuje rad špecifických vlastností, z ktorých najdôležitejšie sú:

Tab. 24 Vybrané charakteristiky kvality vôd využívaných studní a prameňov v Čachtických Karpatoch (odbery vzoriek: apríl 1988)

Lokalizácia, typ zdroja	MIN (mg . l^{-1})	Tvrdosť celková mmol . l^{-1}	Cl	SO_4	NO_3	Fe	Mn
			mg . l^{-1}				
Šípkové — zdrenážovaný potok nad č. d. 143	830,9	11,12	64,2	113,5	97,2	0,06	0,00
Šípkové, č. d. 3, kopaná studňa	802,4	9,76	49,3	47,9	167,1	0,05	0,00
Šípkové, č. d. 158, kopaná studňa	930,2	11,64	48,6	116,0	75,0	0,04	0,01
Prašník, č. d. 8, kopaná studňa	893,9	10,56	44,0	99,6	141,6	0,08	0,00
Prašník, č. d. 28, kopaná studňa	586,5	7,28	13,8	63,8	28,4	0,04	0,00
Prašník, č. d. 80, kopaná studňa	919,4	10,36	46,5	99,6	105,1	0,09	0,00
Grnča, č. d. 426, kopaná studňa	940,9	9,04	69,9	99,2	82,5	0,03	0,00
Grnča — obecná studňa	763,9	9,60	19,9	41,2	29,4	0,03	0,00
Grnča, č. d. 436, kopaná studňa	770,9	9,40	37,1	56,0	56,5	0,02	0,00

pokračovanie tab. 24

Lokalizácia typ zdroja	MIN mg . l^{-1}	Tvrdosť celková mmol . l^{-1}	Cl	SO_4	NO_3	Fe	Mn
			mg . l^{-1}				
Krajné — U Januškov č. d. 355, kopaná studňa	671,8	8,40	43,1	79,4	14,0	0,17	0,01
Krajné — U Januškov č. d. 356, kopaná studňa	832,8	9,52	73,2	74,5	57,8	0,10	0,00
Krajné — Dolná Mera, prameň	624,6	7,60	5,0	59,3	2,0	0,06	0,00
Krajné — Dolná Mera, kopaná studňa	768,9	9,36	11,9	105,8	45,7	0,05	0,00
Krajné — Ošmek č. d. 763, kopaná studňa	772,8	9,72	19,5	72,8	57,2	0,06	0,00
Krajné — Ošmek, obecná studňa	624,2	6,88	18,6	49,8	40,4	0,13	0,00
Krajné — Mozoláci, prameň	894,2	9,70	46,3	107,0	69,5	0,05	0,00
Krajné — Mozoláci, č. d. 728, kopaná studňa	813,3	10,04	61,3	85,3	35,0	0,11	0,00
Krajné — Vápenky, č. d. 748, obecná studňa	641,9	7,70	10,3	69,5	31,5	0,05	0,00

pokračovanie tab. 24

Lokalizácia, typ zdroja	MIN mg. l^{-1}	Tvrdosť celková mmol . l^{-1}	Cl	SO_4	NO_3	Fe	Mn
			mg . l^{-1}				
Krajné — Vápenky, č. d. 748, prameň	668,5	8,28	7,1	88,9	25,5	0,05	0,00
Podolie — Korytnianske kopanice, č. d. 926, obecná studňa	1180,5	13,32	92,7	132,5	83,5	0,08	0,01
Podolie — Podolské kopanice, č. d. 974, kopaná studňa	1301,9	13,44	67,4	112,8	121,0	0,08	0,15
Podolie — Podolské kopanice, č. d. 972, prameň	669,0	7,92	26,6	33,3	26,8	0,05	0,00
Podolie — Podolské kopanice, č. d. 984, kopaná studňa	1146,6	14,64	86,2	70,4	207,6	0,06	0,00
Podolie — Obuchovci, č. d. 279, kopaná studňa	971,7	10,02	39,4	88,9	67,0	0,04	0,00
Hrachovište č. d. 343, kopaná studňa	983,4	10,32	31,9	84,4	52,5	0,04	0,00
Hrachovište nad domom č. 310, prameň	476,3	6,26	4,3	46,9	1,1	0,05	0,00
Višňové, č. d. 62, kopaná studňa	1243,7	13,90	45,6	109,5	142,1	0,06	0,00

pokračovanie tab. 24

Lokalizácia, typ zdroja	MIN mg. l^{-1}	Tvrdosť celková mmol . l^{-1}	Cl	SO_4	NO_3	Fe	Mn
			mg . l^{-1}				
Čachtice, č. d. 138, kopaná studňa	570,6	6,94	24,1	63,0	15,9	0,09	0,00
Čachtice, č. d. 543, zarážaná studňa	935,3	10,80	35,5	86,4	89,5	0,09	0,00
Častkovce, č. d. 13, vŕtaná studňa	783,3	9,60	29,3	69,5	58,5	0,05	0,01
Podolie — Krajčina, záhradskárska oblasť, prameň	694,9	8,64	13,7	25,1	21,8	0,04	0,00
Podolie (Krajčina-Krátiny), sútok potokov	726,9	9,02	23,2	63,0	26,5	0,08	0,00
Podolie, č. d. 648, kopaná studňa	1543,6	20,60	143,2	152,3	368,6	0,13	0,00
Čachtice, č. d. 686, kopaná studňa	736,6	8,32	21,6	71,2	25,7	0,05	0,00
Čachtice, č. d. 960, zarážaná studňa	645,6	7,78	23,8	59,7	20,2	0,09	0,00

Poznámka: Chemické analýzy boli vykonané v laboratóriu IGHP, n. p., Žilina.

Tab. 25 Porovnanie kvality vôd prameňov a kopaných studní

Zložka	Karbonátogénne vody n = 60	Vody z kopaných studní n = 27	Zložka	Karbonátogénne vody n = 60	Vody z kopaných studní n = 27
MIN	546,1	880,6	Fe	0,047	0,071
pH	7,4	7,45	Mn	0,005	0,007
Na	7,4	17,8	Cl	11,9	44,7
K	2,4	11,2	NO_3	14,7	82,2
NH_4	< 0,05	< 0,05	HPO_4	< 0,01	0,34
Mg	24,2	43,5	SO_4	51,5	83,7
Ca	93,6	135,9	HCO_3	331,8	-
Sr	0,66	-	Zn	0,0171	-
Al	0,113	-	Cu	0,0051	-

Tab. 26

Č. vzorky, zložka	59 — 64	98	123	137
MIN	609,5	626,0	624,6	476,3
pH	7,30	7,55	7,45	8,0
Na	1,5	4,6	1,8	0,6
K	0,7	2,3	0,3	0,7
NH_4	< 0,05	< 0,05	< 0,06	< 0,05
Mg	13,2	7,5	10,9	35,3
Ca	129,8	141,1	134,3	67,3
Fe	0,046	0,02	0,06	0,05
Mn	0,002	0,00	0,00	0,00
Cl	4,9	8,3	5,0	4,3
NO_3	1,8	1,4	2,0	1,1
HPO_4	< 0,01	0,03	< 0,01	< 0,01
SO_4	17,7	67,9	59,3	46,9
HCO_3	431,7	378,3	396,6	311,2
Zn	0,0024	-	-	-
Cu	0,0016	-	-	-

Poznámka: Hodnoty zložiek okrem pH sú uvedené v mg. l^{-1}. Uvedené hodnoty môžeme považovať za "pozaďové" (fónové) koncentrácie jednotlivých zložiek karbonátogénnych podzemných vôd Čachtických Karpát.

č. 59 — 64: priemerné hodnoty z režimového pozorovania, Čachtice — Višňové, prameň Hladový.

č. 98: Krajné — Vápenky, prameň pri d. č. 756.

č. 123: Krajné, Švehlová (Dolná Mera), prameň 580 m na ZSZ od k. 453,9.

č. 137: Hrachovište, prameň 375 m na SZ od k. 432,0 (Hrdlačova skala).

1. Je otvorenou štruktúrou, ktorá je sčasti doplňovaná z povrchových tokov, ktoré ňou pretekajú. Toto je závažný faktor z hľadiska ochrany významných zdrojov pitných vôd, ktoré sú v Čachtických Karpatoch k dispozícii. Znamená to, že kvalita vôd je

Tab. 27

Dátum odberu/ Zložka	XI. 1971	IV. 1982	XI. 1982	VIII. 1983	XI. 1983	V. 1984	VIII. 1984	VII. 1988
MIN	530,3	533,0	527,2	518,9	518,7	515,7	522,6	534,8
Na	6,6	5,4	5,3	5,9	5,2	4,6	4,6	5,3
K	1,6	2,7	2,0	1,9	2,1	1,7	1,3	2,3
NH_4	0,0	0,0	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	< 0,05
Mg	29,7	27,5	28,9	28,0	27,7	27,0	28,7	28,2
Ca	80,9	81,8	82,2	79,0	79,4	80,6	80,2	80,6
Fe	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02
Mn	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cl	4,4	6,4	5,7	2,6	5,3	5,7	4,3	8,3
NO_3	5,0	10,0	9,4	7,8	7,7	6,5	7,5	10,5
SO_4	9,9	16,5	16,0	14,4	18,10	15,6	14,0	18,9
HCO_3	390,5	372,2	366,1	372,2	366,1	366,1	372,2	366,1
Poznámka	1	2	2	2	2	2	2	3

1 — údaj z registrácie prameňov IGHP (3-4-21-09-070-01) (KULLMAN et al., 1974)
2 — údaje podľa ročeniek Akosť podzemných vôd na Slovensku v rokoch 1982, 1983, resp. 1984
3 — podľa KULLMAN — VRANA — MALIK (1988)

ohrozená i hospodárskou činnosťou mimo územia štruktúry, nakoľko znečistenie (napr. ropnými látkami a pod.) môže byť sem pomerne rýchlo importované.

Vyžaduje si to, aby celá štruktúra bola považovaná za chránenú vodohospodársku oblasť vrátane usmernenia hospodárskej aktivity v územiach, odkiaľ pritekajú hlavné povrchové toky.

2. Pôdne pomery a vývin kvartérnych sedimentov sú v danom území priaznivým faktorom pre elimináciu hlavne mikrobiologicko-bakteriologického znečistenia. Takýmto faktorom sú i polohy dolomitov v riasových vápencoch, pôsobiace ako dobré filtračné prostredie na odbúranie biologického znečistenia. Nutná je však bežná dezinfekcia podzemných vôd.

3. Nepriaznivým javom je pomerne značná kontaminácia podzemných vôd lokálnymi zdrojmi (osídlenie, splaškové vody) a poľnohospodárskou činnosťou priamo v území reprezentujúcom hydrogeologickú štruktúru. Prejavuje sa to neustálym nárastom koncentrácie hlavne Cl, SO_4 a NO_3 v podzemných vodách. Nazhromaždený hydrochemický materiál potvrdil, že väčšina využívaných lokálnych zdrojov pitnej vody v obciach nesplňa požiadavky ČSN 830611, najmä z hľadiska obsahu dusičnanov. Preto je nevyhnutné minimalizovať používanie lokálnych zdrojov a ukončiť výstavbu vodovodnej siete v plnom rozsahu.

Ako dôležité vodohospodárske opatrenie vystupuje do popredia taktiež vybudovanie kanalizačnej siete i v relatívne menších sídliskách vrátane vhodného situovania skládok odpadov.

4. Nepriaznivým javom z hľadiska ochrany zdrojov podzemných vôd v tejto oblasti s výskytom krasových javov sú i odstreľové práce, vykonávané vo veľkolomoch situovaných v triasových karbonátoch, pretože môže dôjsť k narušeniu obehových ciest podzemných vôd.

Záver

Hydrogeologický výskum Čachtických Karpát bol realizovaný v r. 1986 – 1988. Pri hydrogeologickom výskume tohto pohoria sa vzhľadom na niektoré jeho špecifiká (hlavne jeho prerezávanie viacerými povrchovými tokmi) metodicky upustilo od výstavby merných objektov na povrchových tokoch na hydrologickú bilanciu a na vyčíslenie prírodných zdrojov podzemných vôd. Sústavné merania prietokov povrchových tokov boli nahradené rozsiahlymi expedičnými hydrometrickými meraniami v rôznych klimatických obdobiach. Navyše bola vyhotovená kvantitatívno-kvalitatívna snímka na povrchových a podzemných vodách pohoria a vykonali sa terénne a laboratórne práce na podrobné zhodnotenie hydrogeochemických pomerov územia.

Základným prostredím tvorby a obehu podzemných vôd v Čachtických Karpatoch sú stredno- a vrchnotriasové vápence a dolomity, menší význam majú neogénne sedimenty. Z kvantitatívneho hľadiska sú relatívne významné fluviálne sedimenty údolných nív.

Hydrogeologická štruktúra Čachtických Karpát v porovnaní s väčšinou krasovo-puklinových hydrogeologických štruktúr v Západných Karpatoch má svoju osobitosť spočívajúcu v tom, že popri doplňaní podzemných vôd infiltráciou zo zrážok významným podielom je hydrogeologická štruktúra doplňaná infiltráciou povrchových vôd z povrchových tokov, a to hlavne z Bošáčky, Klanečnice a Kamečnice. Potvrdili to výsledky expedičných hydrometrických meraní. Hlavné doplňanie je z Bošáčky, z Klanečnice po sútok s Kamečnicou, z Klanečnice od sútoku s Kamečnicou po výstup Klanečnice z hydrogeologickej štruktúry. Na základe zistených výsledkov možno predpokladať priemernú infiltráciu z povrchových tokov do hydrogeologickej štruktúry v množstve 180 – 220 l . s^{-1}. Druhým významným poznatkom sú prírastky prietoku na povrchovom toku Jablonka v intraviláne Čachtíc. V priemere ide o množstvo 100 l . s^{-1}. Tieto prírastky do toku Jablonky boli zaznamenané napriek sústavným odberom podzemných vôd zo studní a prameňa "Teplička", čo svedčí o skutočnosti, že výstupy podzemných vôd v Čachticiach nie sú plne využívané.

Podľa zostavenej rovnice hydrologickej bilancie za hydrologický rok 1987 prírodné zdroje podzemných vôd v uvedenom roku v hydrogeologickej štruktúre Čachtických Karpát predstavovali sumárne 578,5 l . s^{-1}. Ich skladba bola takáto:

288,3 l . s^{-1}: odbery a evidované výstupy podzemných vôd na obvode hydrogeologickej štruktúry;

100,0 l . s^{-1}: skryté výstupy podzemných vôd do Jablonky v intraviláne Čachtíc;

175,4 l . s^{-1}: skryté, bližšie neidentifikované prestupy podzemných vôd z hodnotenej štruktúry (vyčíslené z rovnice hydrologickej bilancie);

14,8 l . s^{-1}: zvýšenie zásob podzemných vôd v hydrogeologickej štruktúre.

Špecifický odtok podzemných vôd v r. 1987 podľa rovnice hydrologickej bilancie bol 7,94 l . s^{-1} . km^{-2}. Podiel podzemného špecifického odtoku z infiltrácie zo zrážok vychádza na 5,12 l . s^{-1} . km^{-2} a z infiltrácie povrchových vôd z tokov do hydrogeologickej štruktúry na 2,82 l . s^{-1} . km^{-2}.

Celkové dokumentované a na úrovni základného výskumu overené prognózne využiteľné množstvo reprezentuje 493,3 l . s^{-1} podzemných vôd.

Celková mineralizácia karbonátogénnych podzemných vôd sa pohybuje v rozmedzí 509,6 až 635,3 mg . l^{-1} pri prevažujúcom Ca – Mg – HCO_3 type chemizmu vôd. Režimové pozorovanie ukázalo výraznú stabilitu hodnôt väčšiny zložiek v priebehu hydrologického roka. Podzemné vody karbonátov hydrogeologickej štruktúry Čachtických Karpát koncentráciami hlavných zložiek chemizmu vyhovujú ČSN 83 0611 Pitná voda, až na vysokú celkovú tvrdosť (6,0 – 7,5 mmol . l^{-1}). Výskum ukázal, že bakteriálne znečistenie, vnášané do štruktúry infiltrujúcimi povrchovými vodami, je filtráciou prakticky eliminované. Svedčí to o relatívne dobrých filtračných a samočistiacich vlastnostiach horninového prostredia, predovšetkým kvartérnych sedimentov, ako aj súvrství dolomitov a triasových vápencov. Významným zdrojom kontaminácie podzemných vôd dusičnanmi, síranmi a chloridmi je miestne domové (komunálne) a poľnohospodárske znečistenie.

Z hľadiska ochrany podzemných vôd pred znečistením je najdôležitejšia skutočnosť, že hydrogeologická štruktúra je otvorená a v značnej miere doplňovaná infiltráciou z povrchových tokov. Znamená to, že kvalita vôd je ohrozená i hospo-

dárskou činnosťou mimo územia štruktúry. To si vyžaduje, aby celá štruktúra bola považovaná za chránenú vodohospodársku oblasť vrátane limitovania hospodárskej aktivity v územiach, odkiaľ pritekajú hlavné povrchové toky.

Literatúra

BEGAN, A. — HANÁČEK, J. — MELLO, J. — SALAJ, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. Bratislava, Slov. geol. úrad — Geol. Úst. D. Štúra.

BUJALKA, P., 1960: Záverečné zhodnotenie prameňa "Teplička" v Čachticiach. Manuskript — Geofond, Bratislava.

GAZDA, S., 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie, II. časť, Bratislava.

KULLMAN, E. et al., 1974: Základná hydrogeologická mapa M 1 : 200 000, list Znojmo (slovenská časť), text. vysvetl. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 170 s.

KULLMAN, 1984: Riešenie zvýšenia efektívnosti využívania puklinovo-krasových vôd z akumulovaných zásob podzemných vôd puklinovo-krasových hydrogeologických štruktúr. Záv. správa. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KULLMAN, E., 1986: Puklinovo-krasové vody Západných Karpát. Riešenie ich základných hydrogeologických problémov a možnosti ich optimálneho využitia a ochrany. Doktorská dizertačná práca. Prírodoved. fak. Univ. Komen., Bratislava.

KULLMAN, E. — VRANA, K. — MALÍK, P., 1988: Hydrogeologické pomery Čachtických Karpát. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KULLMAN, E., 1990: Krasovo-puklinové vody. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

MALÍK, P. — VRANA, K., 1990: Hydrogeologický vrt ČK-1 na lokalite Nové Mesto nad Váhom — Mnešice. In: ČECHOVÁ, A. — MALÍK, P. — KULLMAN, E. — VRANA, K., 1990: Hydrogeologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát v mierke 1 : 50 000, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

MAZÚR, E. — LUKNIŠ, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie. M 1 : 500 000. Geograf. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

MATULA, M. — PAŠEK, J., 1986: Regionálna inžinierska geológia ČSSR. Alfa — SNTL, Bratislava.

MITTER, P., 1974: Čachtický kras. Slov. Kras, (Martin), XII.

SALAJ, J. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Ročenky SHMÚ Bratislava:

Akosť podzemných vôd na Slovensku v roku 1982.

Akosť podzemných vôd na Slovensku v roku 1983.

Akosť podzemných vôd na Slovensku v roku 1984.

EUGEN KULLMAN — PETER MALÍK — KAMIL VRANA

Groundwaters in Mesozoic carbonates of the Čachtické Karpaty Mts.

Summary

Groundwaters in the Čachtické Karpaty Mts. recharge and circulate mostly in Middle and Upper Triassic limestones and dolomites and therefore the submitted article deals mostly with these rocks. Due to some specific features of this mountain range, mainly the fact that it is cut by a number of surface streams, we did not establish measurement facilities on surface streams to compile hydrologic balance and to calculate

natural groundwater resources. Systematic measurements of surface stream flows were replaced by extensive expedition hydrometric measurements during various climatic periods. Furthermore, a quantitative-qualitative scheme of surface and ground waters in the mountain range was compiled, and field as well as laboratory works were carried out to assess in detail hydrogeochemical conditions on the territory in question.

The obtained results suggest that the average recharge from surface streams into the hydrogeologic structure amounts to 180 — 220 $l \cdot s^{-1}$. An equation of hydrogeologic balance for the hydrologic year 1987 indicates that the natural groundwater resources in the Čachtické Karpaty hydrogeologic structure totalled 578.5 $l \cdot s^{-1}$. Their composition was as follows: 288.3 $l \cdot s^{-1}$ — water supply and registered groundwater discharge on the periphery of the hydrogeologic structure, 100.0 $l \cdot s^{-1}$ — concealed groundwater discharge into the River Jablonka in the Čachtice area, 175.4 $l \cdot s^{-1}$ — concealed, closely unidentified groundwater discharge from the assessed structure (calculated from the equation of hydrogeologic balance) and 14.8 $l \cdot s^{-1}$ — increase in groundwater resources in the hydrogeologic structure. The specific groundwater flow from the area was 7.94 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ in 1987. The share of specific groundwater flow from precipitation was 5.12 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ while recharge of surface waters from streams into the hydrogeologic structure accounted from 2.82 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. The amount of recoverable groundwaters recorded and verified by basic research totals 493.3 $l \cdot s^{-1}$.

The T. D. S. in carbonate, mostly Ca—Mg—HCO_3-type groundwaters ranges from 509.6 to 635.3 mg $\cdot l^{-1}$. Regime measurements have revealed that the contents of most components are stable throughout the hydrologic year. Groundwaters in carbonates of the Čachtické Karpaty hydrogeologic structure meet the requirements of valid standards ČSN 830 611 Potable Waters as regards the contents of principal components (except for high total hardness 6.0 — 7.5 mmol. l^{-1}). Bacterial impurities carried into the structure by recharging surface waters are virtually eliminated by filtration thanks to the good selfpurification properties of the rock environment, mainly dolomites but also overlying Quaternary deposits laid down by surface streams. Major sources of groundwater contamination are households and farming which produce mainly nitrates, sulphates and chlorides. The fact that the hydrogeologic structure in question is open and significantly recharged from surface streams is very important and must not be overlooked by groundwater protection. As a result, the whole structure should be considered a protected water-resource area. This also implies limitations to economic activities in areas from which the principal surface streams flow in.

Translated by M. Böhmer

Explanations to Figures

Fig. 1 Location scheme of the Nové Mesto nad Váhom dam.
Fig. 2 Pumping of groundwaters from the construction pit of the Nové Mesto nad Váhom dam and consequent decline in groundwater level in spring No. 1 at Čachtice. The spring was dewatered through and adit (compiled by KULLMAN, 1987 after NEUPAUER'S manuscript).
1 — gravel, sand and talus (Quaternary), 2 — carbopnate conglomerate, 3 — compact white carbonates, 4 — dewatering well, 5 — deepened dewatering well, 6 — groundwater inflow through a karst cavity into the well.
Fig. 3 Schematic geologic columns of hydrogeologic wells drilled near the Nové Mesto nad Váhom dam.
Fig. 4A A joint pumping test in hydrogeologic wells NK-1 and NK-2 Nové Mesto nad Váhom).
Fig. 4B A pumping test in hydrogeologic well NK-1 (Nové Mesto nad Váhom).
Fig. 5 A pumping test in hydrogeologic well ČK-1 (Nové Mesto nad Váhom).
Fig. 6 Changes in groundwater level in wells NK-1 and NK-2 situated in Nové Mesto nad Váhom during the hydrologic year 1989.
Fig. 7 A map showing hydrometric profiles on surface streams in the Čachtické Karpaty Mts.
Fig. 8 A hydrogeologic map of the Čachtické Karpaty.

Geologický ústav Dionýza Štúra
INFORMAČNÉ STREDISKO
Bratislava

Západné Karpaty, séria Hydrogeológia a inžinierska geológia 12, s. 119 — 142
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1994

Michal Zakovič – Dušan Bodiš – Juraj Orvan – Kamil Lopašovský

Hydrogeológia Rimavskej kotliny a východnej časti Cerovej vrchoviny

3 obr., 1 mapa, 12 tab., anglické resumé

A b s t r a c t. The submitted article evaluates hydrogeologic and hydrochemic characteristics of pre-Tertiary, Tertiary and Quaternary sediments in the Rimava Basin and eastern Cerová vrchovina Mts. Aside from common waters, the genesis of mineral waters is also assessed.

Úvod

V rámci edície zostavovania hydrogeologických máp vybraných regiónov Slovenska v mierke 1 : 50 000 bol v rokoch 1986 – 1990 realizovaný hydrogeologický výskum v Rimavskej kotline a východnej časti Cerovej vrchoviny. Cieľom nášho výskumu bolo komplexne zhodnotiť hydrogeologické pomery neogénnych a kvartérnych sedimentov na predmetnom území a zostaviť hydrogeologickú mapu v mierke 1 : 50 000. Hydrogeologickému výskumu Rimavskej kotliny a priľahlej časti Cerovej vrchoviny nebola v minulosti venovaná väčšia pozornosť. Prvú odbornú prácu v hydrogeológii povodia rieky Slanej vypracoval Maheľ (1954). Poznatky o podzemných vodách viazaných na málo priepustné terciérne sedimenty sú neúplné, získané z ojedinelých vrtov (Orvan, 1960, 1973). Z hydrogeologického hľadiska sú najviac preskúmané kvartérne sedimenty (Orvan, 1958, 1964, 1966, 1969). Skúmaním minerálnych vôd jednotlivých lokalít, zvlášť kúpeľov Číž, sa zaoberali Maheľ (1951), Janáček (1957), Orvan (1960), Struňák (1965), Hynie (1963), Porubský (1973), Zakovič – Bodiš (1979) a Bondarenková (1988). V predkladanej práci sú zhrnuté jednak výsledky získané vlastným výskumom autorov v rokoch 1976 – 1979 a 1986 – 1990, jednak výsledky získané hydrogeologickým prieskumom kvartérnych sedimentov (Orvan, 1969).

Prírodné pomery

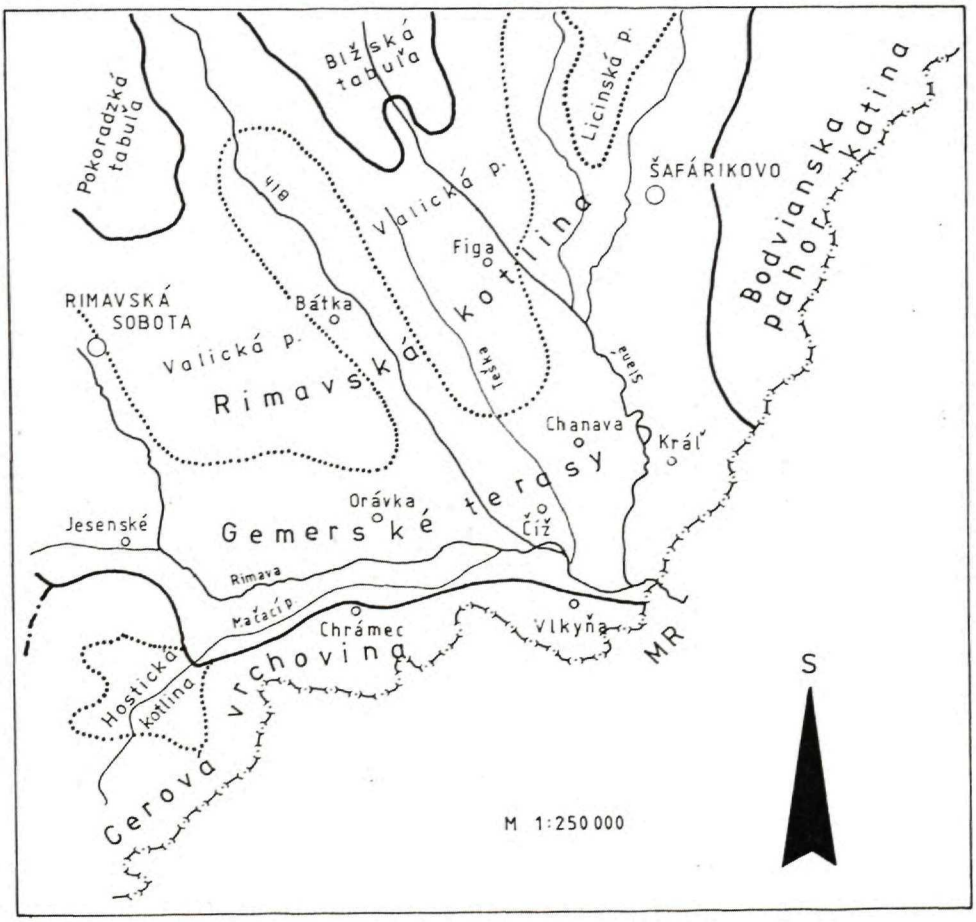
Geomorfologická charakteristika

Rimavská kotlina a jej priľahlé územie pozostáva z nasledujúcich geomorfologických jednotiek (Mazúr – Lukniš, 1978) (obr. 1):

RNDr. M. Zakovič, CSc., RNDr. D. Bodiš, CSc., K. Lopašovský, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; RNDr. J. Orvan, INGEO, a. s., Rajecká 32, 010 01 Žilina

– Rimavská kotlina,
– Bodvianska pahorkatina (západná časť),
– Cerová vrchovina (východná časť),
– okraje Revúckej vrchoviny (Pokoradzská a Blžská tabuľa).

Rimavskú kotlinu tvorí nížinné územie a kotlinová pahorkatina, ktorá prechádza do západných výbežkov Bodvianskej pahorkatiny. Predstavuje zvyšky pliocénneho zarovnaného povrchu, ktorý je v kotline rozčlenený systémom terasových dolín Rimavy, Blhu, Slanej a ich prítokov. Povrch pahorkatiny dosahuje maximálnu nadmorskú výšku 300 m n. m. Najnižšie položené miesta riečnych nív majú nadmorskú výšku okolo 150 m n. m.



Obr. 1 Geomorfologická schéma záujmového územia a širšieho okolia (MAZÚR — LUKNIŠ, 1980)

Východná časť Cerovej vrchoviny sa tiahne pozdĺž slovensko-maďarských štátnych hraníc. Je geomorfologicky výrazne členená zvyškami viacerých predkvartérnych rovín. Maximálna nadmorská výška dosahuje 390 m n. m.

Okraje Revúckej vrchoviny tvorí Pokoradzská a Blžská tabuľa. Sú to rozčlenené zvyšky zarovnaného povrchu na úpätí Slovenského rudohoria.

Klimatická charakteristika

Južnú časť predmetného územia možno podľa klimatických charakteristík zaradiť k oblasti teplej, jednotke T-4 (v zmysle členenia Quitta, 1971). Jednotka je charakterizovaná veľmi suchým letom, teplou jarou a jeseňou. Zima je krátka, mierne teplá, suchá až veľmi suchá s veľmi krátkym trvaním snehovej pokrývky. Okraje kotliny patria k jednotke T-3, charakterizovanej veľmi dlhým, teplým a suchým letom. Zima je krátka, mierna, suchá s kratším trvaním snehovej pokrývky.

Zaradenie územia do klimatických oblastí je na obr. 2 s priemernými izohyetami pre letný a zimný polrok.

Detailnejší prehľad o množstve spadnutých atmosferických zrážok vyjadrený v dlhodobých priemerných mesačných úhrnoch za roky 1931 – 1960 je uvedený v tab. 1.

Tab. 1 Priemerné mesačné zrážkové úhrny

Stanica	Nadm. výška	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Rimavská Sobota	208	34	32	32	38	72	84	78
Šafárikovo	150	35	33	30	39	72	88	81

Stanica	Nadm. výška	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Úhrn
Rimavská Sobota	208	71	47	44	64	44	640
Šafárikovo	150	73	44	48	59	42	644

Teplotné pomery možno charakterizovať údajmi o dlhodobých priemerných mesačných teplotách vzduchu tak, ako sú udávané pre stanicu Rimavská Sobota za roky 1901 – 1950 (tab. 2).

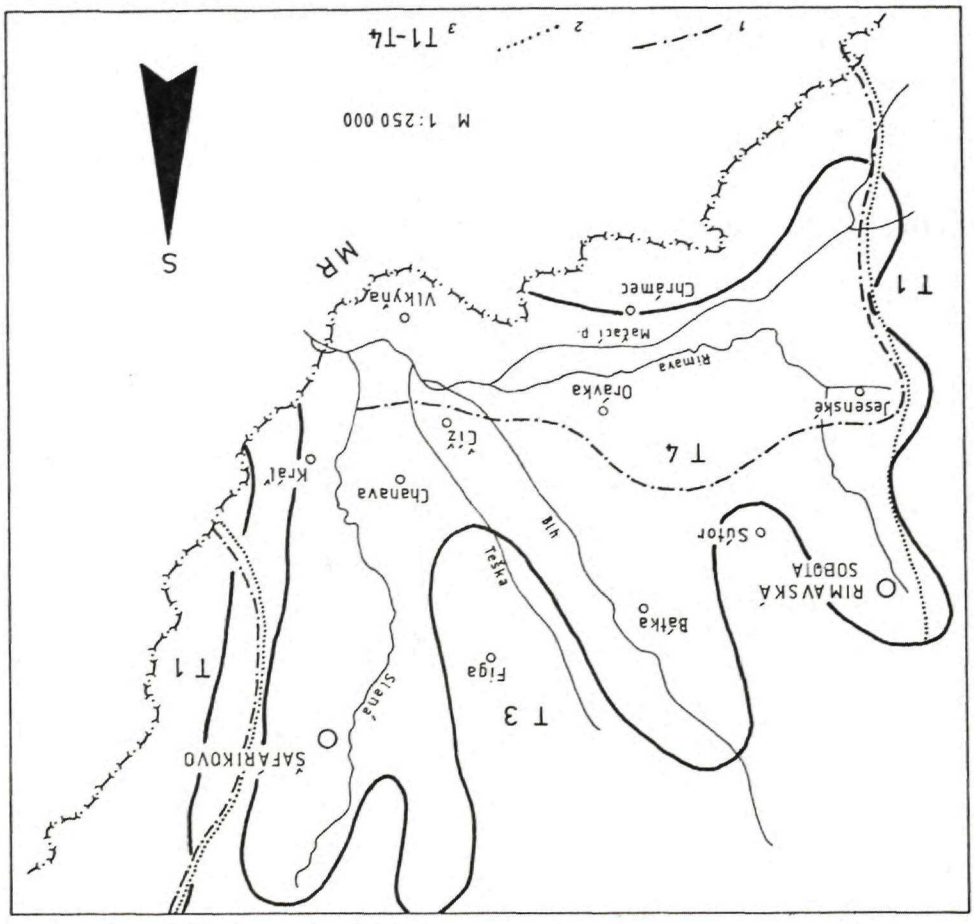
Hydrologická charakteristika územia

Študované územie hydrologicky patrí do povodia Rimavy a Slanej. Slaná, ktorá do záujmového územia priteká v smere S – J, sa po sútoku s Rimavou prudko stáča do

Tab. 2 Priemerné mesačné teploty

Stanica	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Rimavská Sobota	-4	-2	3,6	9,3	14,3	17,7	19,7

Stanica	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Rok
Rimavská Sobota	18,6	14,4	8,7	3,1	-1,3	8,5



Obr. 2 Zaradenie záujmového územia do klimatických oblastí v širšom okolí (QUITT, 1971)
1 — priemerný úhrn zrážok v letnom polroku 1900 — 1970, 2 — priemerný úhrn zrážok v zimnom polroku 1900 — 1970, 3 — klimatické oblasti

smeru V – Z. Hlavnými prítokmi Rimavy sú Blh, Gortva a Mačací potok. Sieť povrchových tokov v zásade kopíruje hlavné tektonické línie. Na dokreslenie hydrologickej charakteristiky podávame v tab. 3 hydrologické údaje o hlavných tokoch, reprezentujúce priemerné hodnoty za obdobie 1931 – 1960.

Tab. 3 Tabulka hydrogeologických údajov

Vodný tok	Merná stanica	Plocha povodia km_2	Prietok $m^3 . s^{-1}$	Špecifický odtok $l . s^{-1} . km^2$	Koeficient odtoku
Slaná	Lenartovce	1806,8	13,8	7,6	0,31
Rimava	Ústie	1379,6	6,9	5,0	0,22
Blh	Rimavská Seč	274,1	0,9	3,3	0,16

Hydrogeologická charakteristika predterciérneho podložia Rimavskej kotliny

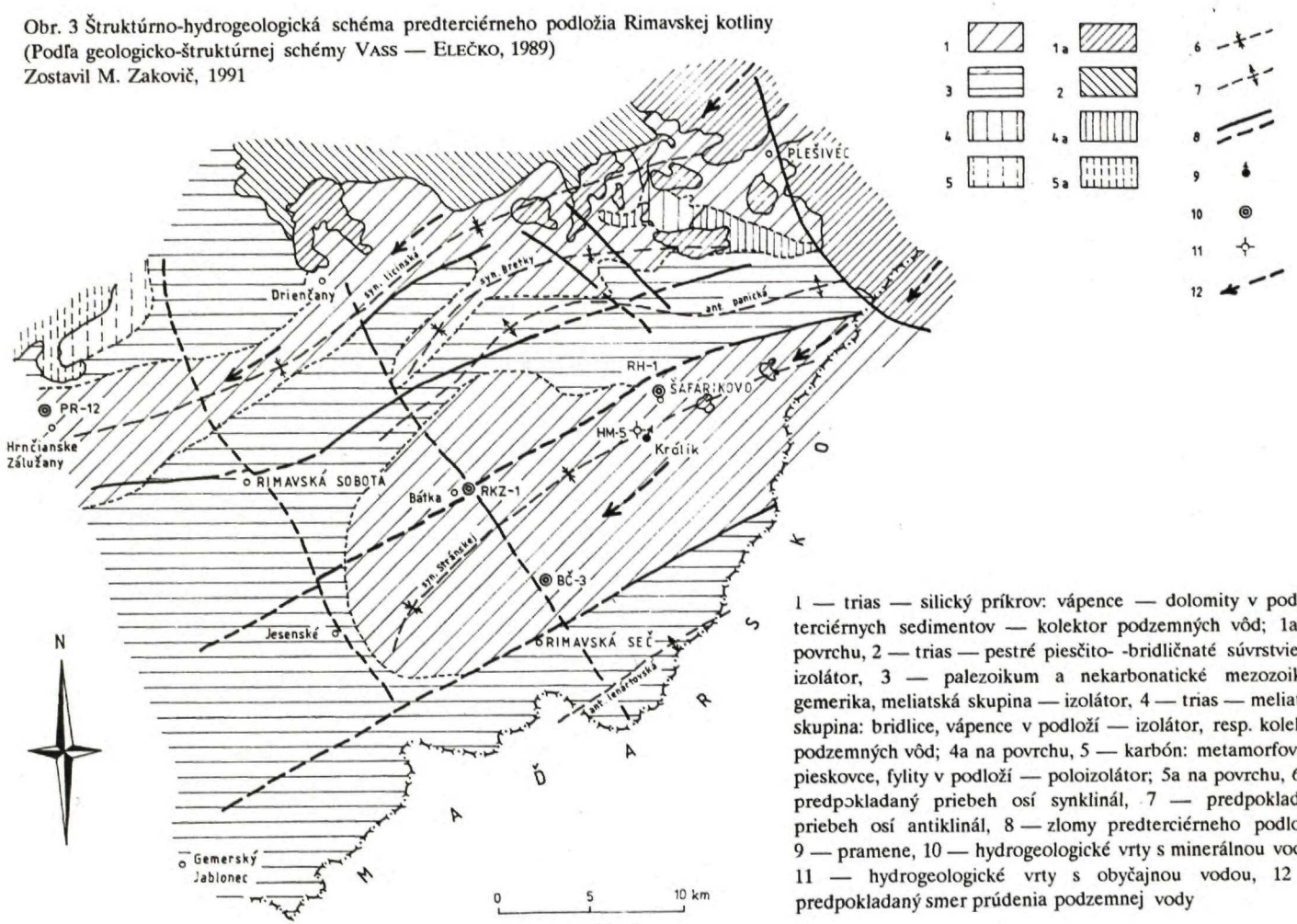
Hlavným stavebným elementom predterciérneho podložia Rimavskej kotliny sú horniny gemerika, ktoré je reprezentované všetkými základnými jednotkami (tab. 4). Ich štruktúrno-hydrogeologická schéma je znázornená na obr. 3. Pri jej zostavovaní sme vychádzali z geologicko-štruktúrnej schémy predterciérneho podložia Rimavskej kotliny, ktorú zostavil Vass et al., 1989.

Z tab. 4 vidieť, že najpriaznivejším hydrogeologickým kolektorom sú stredno-vrchnotriasové karbonáty silického príkrovu, ktoré v podloží terciéru Rimavskej kotliny vytvárajú dve významnejšie hydrogeologické štruktúry, a to hydrogeologickú štruktúru synklinály Stránskej a hydrogeologickú štruktúru synklinály Licinskej (obr. 3).

Hydrogeologická štruktúra synklinály S t r á n s k e j predstavuje pokračovanie karbonátov silického príkrovu, ktoré vystupujú na povrch v Slovenskom krase. Smerom na JZ sa synklinála postupne ponára pod terciérnu výplň kotliny a v oblasti Bátky bola zastihnutá vrtom RKZ-1 v hĺbke 435 m. Je budovaná stredno-vrchnotriasovými karbonátmi, vyznačujúcimi sa vysokým stupňom skrasovatenia a rozdielnym stupňom zakolmatovania puklín. Vo východnej časti synklinály (v oblasti Šafárikova) majú karbonáty pukliny otvorené, a to vďaka svojmu plytkému podpovrchovému uloženiu (cca 100 m p. t.) a cirkulácii podzemnej vody v nich. Táto časť synklinály je odvodňovaná významným prameňom Králik, ktorého infiltračnou oblasťou sú karbonáty silického príkrovu, vystupujúce na povrch v Slovenskom krase.

V západnej časti synklinály, hoci sa karbonáty vyznačujú vysokým stupňom skrasovatenia (zistené vo vrte RKZ-1 v Bátke), sú pukliny silno zakolmatované červenými a zelenými ílmi. Vrtom hlbokým 658 m bola v karbonátoch triasu na báze s kišcelom navŕtaná silno preplynená (CO_2) minerálna voda s výdatnosťou 0,05 $l . s^{-1}$ (voľný preliv) a teplotou 12 °C. Na základe týchto výsledkov predpokladáme, že iba malá časť podzemných vôd cirkuluje k východnej časti synklinály na Z, alebo cirkuluje vo väčšej hĺbke (Zakovič, 1990).

Obr. 3 Štruktúrno-hydrogeologická schéma predterciérneho podložia Rimavskej kotliny
(Podľa geologicko-štruktúrnej schémy VASS — ELEČKO, 1989)
Zostavil M. Zakovič, 1991



1 — trias — silický príkrov: vápence — dolomity v podloží terciérnych sedimentov — kolektor podzemných vôd; 1a na povrchu, 2 — trias — pestré piesčito- -bridličnaté súvrstvie — izolátor, 3 — palezoikum a nekarbonatické mezozoikum gemerika, meliatská skupina — izolátor, 4 — trias — meliatska skupina: bridlice, vápence v podloží — izolátor, resp. kolektor podzemných vôd; 4a na povrchu, 5 — karbón: metamorfované pieskovce, fylity v podloží — poloizolátor; 5a na povrchu, 6 — predpokladaný priebeh osí synklinál, 7 — predpokladaný priebeh osí antiklinál, 8 — zlomy predterciérneho podložia, 9 — pramene, 10 — hydrogeologické vrty s minerálnou vodou, 11 — hydrogeologické vrty s obyčajnou vodou, 12 — predpokladaný smer prúdenia podzemnej vody

Tab. 4 Hydrogeologické členenie predterciérnych hornín Rimavskej kotliny

Litostratigrafická jednotka	Vek	Litofácia	Priepustnosť	Hydrogeologická funkcia
gelnická skupina	silúr devón	tufitické horniny grafitické fylity	puklinovo--pórová	poloizolátor
rakovecká skupina	devón	kremenné, kremito--sericitické fylity	puklinová	poloizolátor
dobšinská skupina	karbón	metamorfované pieskovce, fylity	puklinová	poloizolátor
meliatska skupina	spodný trias	bridlice	-	izolátor
	stredný trias	kryštalické vápence, rohovcové vápence, silicity	puklinová	kolektor
	vrchný trias	flyšoidné horniny		izolátor
tektonická jednotka silický príkrov	spodný trias	pestré piesčito--bridličnaté súvrstvie	-	izolátor
	stredný — vrchný trias	vápence a dolomity	puklinovo--krasová	kolektor
	jura	vápence, bridličnato-vápencové súvrstvie	puklinová	poloizolátor

Hydrogeologická štruktúra Licinskej synklinály, podobne ako predchádzajúce, je budovaná stredno-vrchnotriasovými karbonátmi silického príkrovu, ktorá spolu so špaňopoľskou synklinálou tvorí jednotnú hydrogeologickú štruktúru. Triasové karbonáty tejto štruktúry vystupujú na povrch s. od obce Drienčany (tvoria Drienčanský kras) a v. od obce Strelnice. Smerom na JZ sa ponárajú pod terciérne sedimenty kotliny a v oblasti Hrnčiarskych Zálužian (už v Lučenskej kotline) sú vyvlečené k povrchu (vrt P-12 ich zastihol v hĺbke 7 m).

Hydrogeologická charakteristika terciérnych sedimentov

Terciérne sedimenty ležia diskordantne, viac-menej horizontálne na predterciérnom podloží. Sedimentárna výplň kotliny má prevažne pelitický charakter, striedajú sa s ňou psefiticko-psamitické polohy rôznej hrúbky. V sedimentoch možno pozorovať časté faciálne zmeny tak v horizontálnom, ako i vo vertikálnom smere (Vass et al., 1989).

Táto facialna variabilita sa prejavuje aj v rozdielnych hydrogeologických pomeroch.

Na základe litologického charakteru výplne panvy tu možno vyčleniť niekoľko hydrogeologických komplexov.

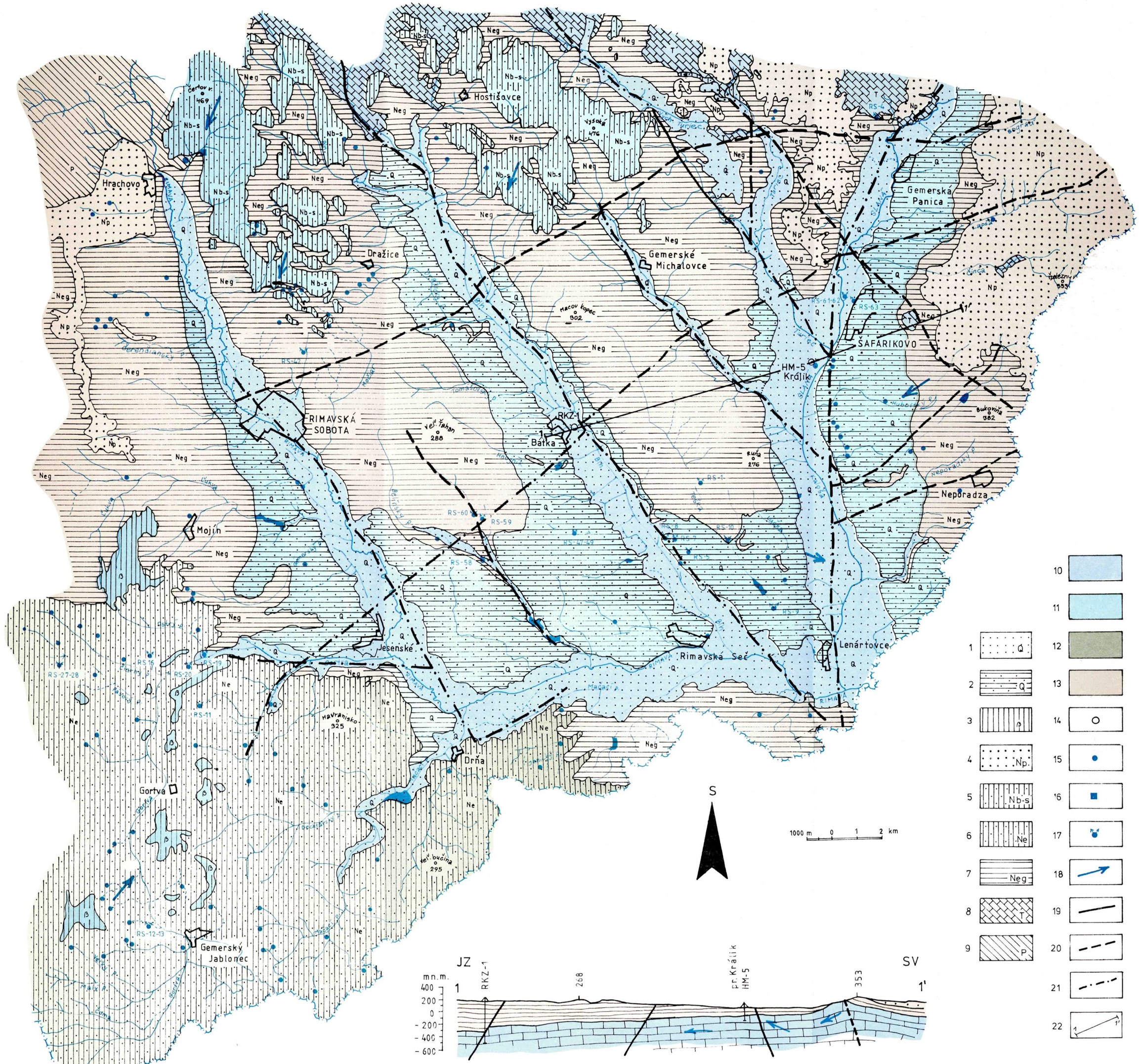
Komplex tvorený bazálnymi súvrstviami kišcelského veku, a to blžskými vrstvami, brekciami, zlepencami a pieskovcami

Ich prítomnosť v kotline bola overená takmer všetkými doposiaľ hĺbenými vrtmi do podložia kotliny. Hrúbka vrstiev je veľmi premenlivá a kolíše od 1,0 m do 41,5 m. Toto súvrstvie môžeme hydrogeologicky charakterizovať iba na základe jedného hydrogeologického vrtu RKZ-1 v Bátke, kde z bázy kišcelu (na styku s karbonátmi silického príkrovu) bol zistený slabý prítok minerálnej vody preplynenej CO_2 s výdatnosťou 0,05 l . s^{-1} na preliye, alebo na základe analógie s Lučenskou kotlinou, kde boli v tomto súvrství vyhĺbené dva hydrogeologické vrty s výdatnosťou okolo 1,0 l . s^{-1}. Podzemné vody akumulované v tomto horizonte majú zvýšenú teplotu, predstavujú minerálne vody Na-HCO_3, resp. Ca-HCO_3 typu. V ich nadloží leží čížske súvrstvie kišcelského veku, tvorené siltovcami až ílovcami, ktoré z hydrogeologického hľadiska predstavujú izolátor.

Podobnú hydrogeologickú funkciu izolátorov má aj lučenské súvrstvie egerského veku, ktorého hlavnou litologickou náplňou sú sedimenty šlírového charakteru. Tvoria ho prevažne silty až siltovce. Sedimenty egeru sú rozšírené na celom území Rimavskej kotliny. Ich najväčšia predpokladaná hrúbka sa na základe geofyzikálnych údajov odhaduje na 1100 m (v jz. časti územia). Toto súvrstvie bolo hydrogeologicky overené hydrogeologickým vrtom RKZ-1 v Bátke. Orientačnými čerpacími skúškami počas prevŕtania tohto súvrstvia nebol zistený žiadny prítok vody do vrtu. Predpokladáme, že určitý stupeň priepustnosti môžu vykazovať nižšie litologické členy lučenského súvrstvia, a to bazálne a okrajové litofácie, tvorené z hrubých klastík – zlepencov a brekcií, resp. pieskovcov, alebo piesčitejšie polohy nachádzajúce sa vo vrchnej časti súvrstvia. Vzhľadom na ich malú hrúbku nepredpokladáme v nich väčšiu akumuláciu podzemných vôd.

Komplex tvorený sedimentmi egenburgu

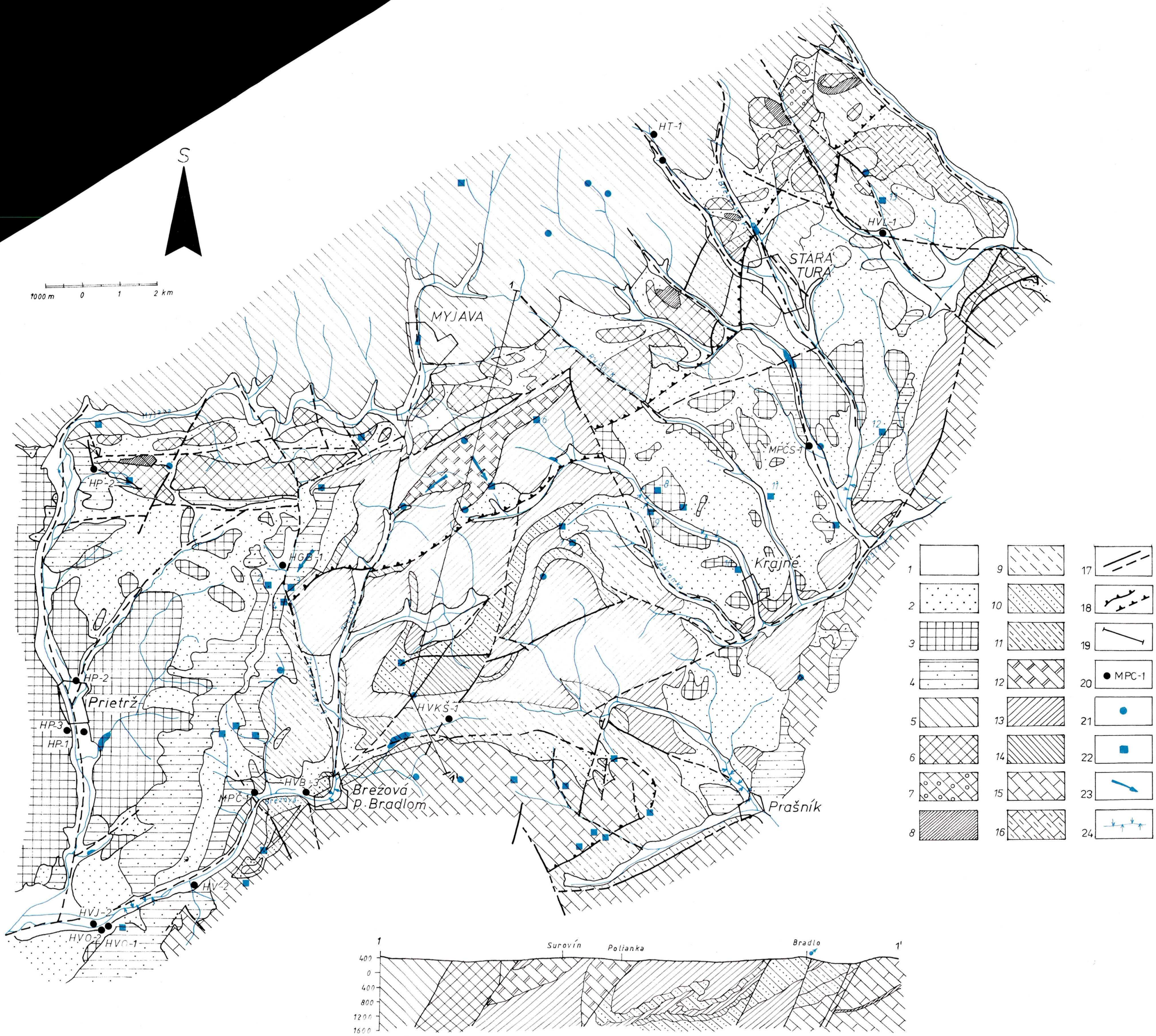
Sedimenty egenburgu budujú Cerovú vrchovinu, ktorá tvorí morfologickú eleváciu ležiacu 200 – 300 m nad Rimavskou kotlinou vyplnenou lučenským súvrstvím. Hrúbka sedimentov egenburgu je asi 250 m. Egenburg v Cerovej vrchovine je reprezentovaný fiľakovským súvrstvím, ktorého hlavnou litologickou náplňou sú pieskovce epikontinentálneho mora. Pieskovce sú jemno- až strednozrnné, rozpadavé. Vystupujú na povrch, alebo sú prekryté deluviálnymi a eluviálnymi sedimentmi kvartéru s neveľkou hrúbkou. Geologická pozícia sedimentov egenburgu podmieňuje, že k ich odvodňovaniu dochádza formou vrstevných prameňov najčastejšie na styku s nepriepustnými ílovitými sedimentmi. Vrstevné pramene vyvierajúce z pieskovcov egenburgu dosahujú výdatnosť 1,0 – 2,0 l . s^{-1} (Gemerské Dachtáre, Jestice, Petrovce a inde). Aj napriek



SCHEMATICKÁ HYDROGEOLOGICKÁ MAPA RIMAVSKEJ KOTLINY A VÝCHODNEJ ČASTI CEROVEJ VRCHOVINY

Zostavil: Zakovič, 1990 (s použitím geologickej mapy 1 : 50 000 – Elečko et al., 1985)

Typ kolektora: 1, 2 – medzizrnový kolektor kvartérnych sedimentov riek Slaná, Blh, Rimava a ich prítokov, tvorený štrkopieskami, ktoré sú prekryté sprašmi a spraš ovými hlinami, 3 – puklinový kolektor tvorený prevažne bazaltmi – pliocén, 4 – pórový kolektor – poltárske súvrstvie – zahlinené štrky s polohami ílov, 5 – puklinovo-pórový kolektor – pokoradzské súvrstvie – aglomeráty, tufy, epiklastické vulkanické brekcie – báden, 6 – puklinovo-pórový kolektor – fiľakovské súvrstvie – pieskovce, piesky – egenburg, 7 – regionálny izolátor, v ktorom ako kolektor funguje len pripovrchová zóna – eger, 8 – puklinovo-krasový kolektor – vápence, dolomity – trias, 9 – puklinový kolektor – metamorfované pieskovce, fylity; *Kvantitatívna charakteristika horizontu* – Priemerná hodnota koeficientu prietočnosti T ($m^2 . s^{-1}$): 10 – 1 . 10^{-3} – 6 . 10^{-3}, 11 – 1 . 10^{-4} – 1 . 10^{-3}, 12 – 1 . 10^{-5} – 1 . 10^{-4}, 13 – 1 . 10^{-6} – 1 . 10^{-5}, *Hydrogeologicky významné objekty:* 14 – hydrogeologický vrt, 15 – prameň s obyčajnou vodou, 16 – zachytený prameň, 17 – minerálny prameň; *Dynamika podzemných vôd:* 18 – smer prúdenia podzemnej vody; *Štruktúrno-tektonické prvky:* 19 – zlom zistený, 20 – zlom predpokladaný, 21 – zlom zakrytý;



SCHEMATICKÁ HYDROGEOLOGICKÁ MAPA MYJAVSKEJ PAHORKATINY

Zostavila: Čechová, 1990 (s použitím geologickej mapy 1 : 50 000 autorského kolektívu Began – Hanáček – Mello – Salaj, 1984)

Kvartér: 1 – fluviálne sedimenty údolných nív (pieskoštrky a piesky s rôznym stupňom zahlinenia, medzizrnový kolektor, stredná prietočnosť, dolný tok Brezovej, vysoká prietočnosť, 2 – deluviálne sedimenty piesčito-hlinité a hlinito-kamenité, medzizrnový kolektor, veľmi nízka prietočnosť; *Neogén*: 3 – vápnité pieskovce a ílovce (egenburg – otnang), slieňovce a vápnité pieskovce (karpat), nepravidelné striedanie vodorovne uložených puklinových kolektorov a izolátorov, nízka prietočnosť, 4 – pieskovce a piesky s polohami zlepencov (egenburg), jablonické zlepence (karpat), vodorovne uložený puklinovo-medzizrnový kolektor, stredná prietočnosť; *Bielokarpatská jednotka*: 5 – flyšové striedanie pieskovcov a ílovcov, zvrásnený puklinový kolektor, nízka prietočnosť; *Bradlové pásmo a klapská jednotka*: 6 – škvrnité slienité vápence, bridlice, kalpionelové vápence, nepravidelné striedanie zvrásnených izolátorov a puklinových kolektorov, veľmi nízka až nízka prietočnosť, 7 – krinoidové vápence, puklinový až puklinovo-krasový kolektor, stredná prietočnosť, 8 – pestré sliene, posidóniové vrstvy: tmavé bridlice, škvrnité vápence, škvrnité sliene a slienité vápence, izolátor, územie bez kolektorov; *Krieda a paleogén Myjavskej pahorkatiny*: 9 – detritické vápence, organogénne vápence, zlepence, pieskovce, slieňovce, vývoj Starej Turej a rašový vývoj), zvrásnený puklinový kolektor, nízka prietočnosť, 10 – zlepence a pieskovce, organodetritické vápence, zvrásnený puklinový až puklinovo-medzizrnový kolektor, stredná prietočnosť, 11 – flyšové striedanie pieskovcov a slieňov, zvrásnený puklinový kolektor, sliene, izolátory, veľmi nízka prietočnosť, 12 – riasovokoralové vápence, zlepence – zvrásnený puklinový až puklinovo-medzizrnový kolektor, stredná prietočnosť, 13 – flyšové striedanie pieskovcov, ílovcov, flyš s prevahou slieňov, regionálny izolátor (zvrásnený), v ktorom ako kolektor funguje len pripovrchová zóna, 14 – sliene, izolátor, územie bez kolektorov; *Mezozoikum Brezovských a Čachtických Karpát*: 15 – vápence a dolomity triasu, zvrásnený krasovo-puklinový kolektor, stredná až vysoká prietočnosť, 16 – tenkolavicovité až bridličnaté vápence a sliene, nepravidelné striedanie zvrásnených izolátorov a puklinových kolektorov, veľmi nízka prietočnosť; *Ostatné značky*: 17 – zlom zistený, predpokladaný, 18 – prešmyk zistený, predpokladaný, 19 – línia hydrogeologického rezu, 20 – hydrogeologický vrt s označením, 21 – prameň, 22 – zachytený prameň, 23 – predpokladaný smer prúdenia podzemnej vody, 24 – úsek vodného toku s drenážnym účinkom; *Významné pramene*: 1 – Macálka (Brezová pod Bradlom), 2 – Žliabok I. a II. (Bukovec), 3 – Horné Chalupy, 4 – Dolný (Brezová pod Bradlom), 5 – prameň U Holičov (Turá Lúka), 6 – Vančiak (Jablonka), 7 – Vlčia dolina (Krajné – Matejovec), 8 – Luskovica, 9 – Martiška (Krajné), 11 – pramene Medveď I. – IV. (Krajné), 12 – Hlavina I. a II. (Vaďovce), 13 – Rybníček I. a II. (Lubina)

tomu, že pieskovce fiľakovského súvrstvia z hľadiska svojho litologického zloženia predstavujú kolektor podzemných vôd, treba konštatovať, že doterajšie výsledky vrtných prác dokumentujú slabé zvodnenie pieskovcov. Špecifická výdatnosť vrtov iba ojedinele presahuje 0,1 l . s^{-1} . m^{-1}. Fiľakovské súvrstvie predstavuje významný kolektor využívaný na zásobovanie malých spotrebísk vodou.

Komplex tvorený vulkanoklastickými horninami (pokoradzské súvrstvie)

Je reprezentovaný súvrstvím epiklastík a pyroklastík amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitov. Súvrstvie je súvislejšie rozšírené v severnej časti kotliny. Jeho hrúbka je 100 – 200 m a leží na šlíroch egeru s výrazne plochým povrchom. Stavba súvrstvia nie je na celom území jednotná, ale mení sa v závislosti od vzniku a zdrojov materiálu. Celkove prevládajú konglomeráty, bazálne epiklastické vulkanické pieskovce, epiklastické konglomeráty a brekcie, aglomeráty a tufy. Toto pestré litologické zloženie sa odráža aj na hydrogeologických pomeroch tohto súvrstvia. Pokoradzské súvrstvie ako celok sa vyznačuje puklinovo-pórovou priepustnosťou. Je odvodňované puklinovými prameňmi (vnútri komplexu) s výdatnosťou do 0,5 l . s^{-1}, (resp. vrstevnými prameňmi na styku s podložným nepriepustným súvrstvím.

Komplex tvorený poltárskym súvrstvím

Poltárske súvrstvie je rozšírené v s. a sv. časti Rimavskej kotliny. Jeho hrúbka sa pohybuje od niekoľko m do 100 m a v prevažnej miere leží na lučenskom súvrství egeru. Tvoria ho štrky, piesky a pestré íly. Štrky sú polymiktné, stredno- až hrubozrnné, miestami gradačne zvrstvené. Íly a siltovce sa vyskytujú hlavne vo vrchnej časti súvrstvia. Sú plastické a majú pestré sfarbenie. Značná prímes ílovitej frakcie v štrkoch a nepravidelný vývoj s častými faciálnymi zmenami znižuje stupeň priepustnosti tohto súvrstvia. Pramene, ktoré z neho vyvierajú, dosahujú výdatnosť do 0,1 – 0,2 l . s^{-1}.

Hydrogeologická charakteristika kvartérnych sedimentov

Kvartérne sedimenty tvoria súvislejšie pokryvy v Rimavskej kotline. Plošne prevládajú predovšetkým fluviálne sedimenty terás zakryté sprašami, sprašovými hlinami a nivné sedimenty, deluviálne, proluviálne a organogénne sedimenty (Pristaš, 1989).

Na akumuláciu podzemných vôd v Rimavskej kotline majú najvhodnejšie podmienky fluviálne sedimenty riek Slanej, Blhu a Rimavy. Rimavskou kotlinou pretekajú stredné a dolné časti tokov. Na stredných tokoch sú povrchové toky vrezané hlavne v sedimentoch mezozoika. Okrem zrážkových vôd sa na doplňovaní riečnych náplavov podieľajú aj puklinovo-krasové vody. Náplavy širokých poriečnych nív v Rimavskej kotline, t. j. dolné časti tokov, sú okrem zrážok doplňané aj infiltráciou z vodných tokov a prítokov z riečnych terás. Hladina podzemnej vody v nich kolíše predovšetkým v závislosti od hladiny povrchových tokov.

Hydrogeologické pomery riečnych náplavov v úsekoch údolí zasahujúcich do Rimavskej kotliny sú zhruba rovnaké v náplavoch Rimavy, Blhu a Turca.

V poriečnej nive R i m a v y je priemerná hrúbka náplavov 4,2 – 5,5 m, miestami až 6,4 – 6,8 m, hrúbka zvodnených štrkov sa pohybuje od 1,6 do 4,7 m. Výdatnosť jednotlivých vrtov sa pohybuje od 1,0 do 4,0 l . s^{-1}, lokálne do 7 až 9 l . s^{-1} (Čerenčany, Rimavská Sobota, Jesenské). Údolie Rimavy lemujú terasy väčšieho rozsahu z pravej strany úseku Rimavská Sobota – Jesenské, v priestore Šimonoviec a na ľavej strane od Pavloviec po vyústenie do Slanej. Hrúbka terás je veľmi premenlivá a ich litologické zloženie je tiež nehomogénne. V úseku Pavlovce – Rimavská Seč majú hrúbku od 5,9 do 9,6 m a hrúbka zvodnených štrkov je od 0,7 do 4,3 m. Hodnota koeficientu priepustnosti štrkov v tomto úseku sa pohybuje v rozmedzí od 8,2 . 10^{-5} do 8,9 . 10^{-4} m . s^{-1} a v menej priaznivých prípadoch aj v rozmedzí od 3,3 . 10^{-6} do 5,3 . 10^{-5} m . s^{-1}. Jednotlivými vrtmi možno v miestach s priaznivejšími filtračnými parametrami odoberať až 5 l . s^{-1} (Orvan, 1973). Terasy Rimavy sú v prevažnej miere odvodňované skryto do riečnych náplavov. V úseku Pavlovce – Rimavská Seč sa nachádza veľmi malý počet prameňov, ktoré nepresahujú výdatnosť 0,2 l . s^{-1}. Výdatnejšie pramene sa nachádzajú iba na pravej strane údolia, v priestore Šimonoviec s výdatnosťou 0,7 l . s^{-1} a Vlkyne 1,2 l . s^{-1}.

Hrúbka náplavov v údolí potoka B l h je priemerne 4 – 5 m, v oblasti Driencan do 7,2 m a pri Rimavskej Seči len do 3 m. Hrúbka zvodnených štrkov je priemerne 1,9 až 3,2 m, hodnota koeficientu priepustnosti je 1,6 – 5,5 . 10^{-4} m . s^{-1} a vrtmi možno lokálne získať priemerne 0,1 – 1,5 l . s^{-1} (Veľký Blh, Uzovská Panica do 2,0 – 2,5 l . s^{-1}; Orvan, 1973). Po oboch stranách Blhu sú vyvinuté riečne terasy od obce Veľký Blh smerom k ústiu do Rimavy. Hrúbka zvodnených štrkov kolíše od 1,0 do 3,0 m. Podzemné vody sú doplňované zo zrážok a zo starších útvarov. Odvodňujú sa skryto do náplavov poriečnej nivy a čiastočne formou vrstevných prameňov s výdatnosťou do 0,1 l . s^{-1}.

Fluviálne sedimenty S l a n e j rozdelil Orvan (1969) na tri charakteristické úseky. V Rimavskej kotline sa nachádza iba posledný úsek od Bohúňova po štátnu hranicu s MR. Tento úsek má najvhodnejšie podmienky na zvodnenie sedimentov v celom povodí Slanej na našom území. V úseku Bohúňovo – Šafárikovo sú náplavy pravidelne rozložené po celej šírke poriečnej nivy. Ich hrúbka je priemerne 4,5 až 6,5 m, z čoho hrúbka zvodnených štrkov je 3,0 – 3,6 m, miestami až 4,9 m. Hodnota koeficientu priepustnosti je priemerne 7,9 . 10^{-3} m . s^{-1}. Jednotlivými vrtmi možno odoberať 6 – 9 l . s^{-1}, len lokálne do 2 l . s^{-1}. Úsek poriečnej nivy od Šafárikova po Lenartovce sa vyznačuje určitou diferenciáciou filtračných vlastností štrkov. Optimálne filtračné parametre majú piesčité štrky na pravej strane údolnej nivy, a to medzi Šafárikovom a Chanavou, kde riečne náplavy dosahujú hrúbku 7,4 m a zvodnené štrky 4,6 m. Najčastejšie sa vyskytujúca hodnota koeficientu priepustnosti je 2 – 4 . 10^{-3} m . s^{-1}. Na niektorých miestach (ľavá strana údolia Slanej v úseku Ábovce, Lenartovce, priestor pri vyústení potokov Turiec a Kaloša) sa ukladali jemné až hlinito-kalové sedimenty do riečnych štrkov rieky Slaná, a tým znížili v týchto miestach ich priepustnosť. Hodnota koeficientu priepustnosti je tu 1,3 . 10^{-4} m . s^{-1}. V tomto

úseku možno odoberať vrtmi priemerne 10 – 15 l . s^{-1}, pri Stránskej, Ruminiciach a Chanave až 20 – 25 l . s^{-1} (Orvan, 1973).

Podobne ako na ostatných tokoch, aj v údolí Slanej je možné sledovať terasy na obidvoch stranách poriečnej nivy. Najväčšiu plochu zaberá systém terás na ľavej strane údolia od Gemerskej Panice po obec Kráľ. Hrúbka terasy pri Gemerskej Panici je 3,2 m a smerom k Šafárikovu stúpa až na 12 m, na J smerom k Včelinciam je priemerne 5 – 7 m, miestami až 12 m. Hrúbka zvodnených štrkov zo S na J stúpa z 1,2 m na 4 m. V tomto úseku sa hodnota koeficientu priepustnosti pohybuje od 4,5 . 10^{-4} do 3,0 . 10^{-3} m . s^{-1}, iba lokálne sa vyskytujú nižšie hodnoty. Jednotlivými vrtmi možno odoberať v severnej časti terás 1 – 2 l . s^{-1} vody (špecifická výdatnosť do 1,0 l . s^{-1} . m^{-1}) a v priestore medzi Šafárikovom a Včelincami priemerne do 5,0 l . s^{-1}, miestami až 7 – 9 l . s^{-1} (špecifická výdatnosť do 4 l . s^{-1} . m^{-1}; Orvan, 1969). Systém ľavostranných terás rieky Slaná je odvodňovaný formou vrstevných prameňov s výdatnosťou priemerne do 0,6 až 2,5 l . s^{-1}, hlavne v úseku Šafárikovo – Králik – Včelince. Sumárný odtok podzemnej vody z tohto systému terás zmeraný v septembri 1988 (klimaticky normálne obdobie) z prameňov a melioračných výtokov bol 16,5 l . s^{-1} (Zakovič, 1989); Orvan (1973) udáva 18 l . s^{-1}. Predpokladáme, že časť vôd skryto prestupuje do náplavov poriečnej nivy. Pramene z terás na pravej strane údolia Slanej (Chanava, Rumince) majú výdatnosť cca 0,1 – 0,2 l . s^{-1}. Hydraulické parametre jednotlivých poriečnych nív sú uvedené v tab. 5.

Tab. 5 Hydraulické parametre fluviálnych sedimentov jednotlivých poriečnych nív

Poriečna niva	Hrúbka zvodnených náplavov (m)	Koeficient priepustnosti (m . s^{-1})	Výdatnosť vrtov (l . s^{-1})
Rimava	1,6 — 4,7	1,7 . 10^{-4} — 1,3 . 10^{-3}	1,0 — 9,0
Blh	1,0 — 3,2	1,6 . 10^{-5} — 5,5 . 10^{-4}	0,1 — 2,5
Slaná	3,0 — 4,6	2,0 . 10^{-3} — 7,9 . 10^{-3}	1,0 — 25,0

Prevažná časť terás, hlavne v údolnej nive Rimavy a Blhu, je prekrytá sprašami a sprašovými hlinami, ktoré zabraňujú lepšej infiltrácii zrážkových vôd do jednotlivých terás.

Najväčšie plošné rozšírenie z kvartérnych sedimentov majú svahové sedimenty, ktoré tvoria priame nadložie šlírovým sedimentom egeru. Majú premenlivú hrúbku – 4 – 6 m – a sú to hlinité zvetraliny. V porovnaní s podložnými sedimentmi egeru sú relatívne priepustnejšie a akumulujú sa v nich podzemné vody, ktoré na povrch vyvierajú formou sutinových prameňov s veľmi nízkou výdatnosťou, resp. vytvárajú plošné zamokrenia, alebo môžu byť zachytávané kopanými studňami, a tak zásobovať lokálne spotrebiská.

Tab. 6 Litologické jednotky výplne Rimavskej kotliny a ich hydrogeologická charakteristika

Vek	Litostratigrafické jednotky	Hrúbka (m)	Litológia	Hydrogeologická charakteristika
kvartér	fluviálne sedimenty	do 10 — 20	štrkopiesky	pórová priepustnosť v nive Rimavy, Slanej a Bodvy $k = 1 . 10^{-4} — 1 . 10^{-3}$
pont	poltárske súvrstvie	do 100	štrky, piesky, pestré íly	pórová priepustnosť, výdatnosť prameňov do $0{,}2\ l . s^{-1}$
báden sarmat	pokoradzské súvrstvie	do 200	vulkanoklastiká	puklinovo-pórová priepustnosť, v dôsledku značnej nehomogenity hornín majú rozdielnu triedu priepustnosti
egenburg	fiľakovské súvrstvie	do 250	pieskovce — jemnozrnné, strednozrnné, rozpadavé	puklinovo-pórová priepustnosť, výdatnosť prameňov do $2{,}0\ l . s^{-1}$
eger	lučenské súvrstvie	do 1110	sedimenty šlírového charakteru	izolátor tvorí nepriepustné podložie nadložnému fiľakovskému a pokoradzskému súvrstviu
kišcel	čížske súvrstvie	do 150	ílovce, prachovce	izolátor
	bazálne súvrstvie (blžské, skalnické vrstvy)	do 45	brekcie, zlepence, pieskovce	puklinovo-pórová priepustnosť

Obeh podzemných vôd

Na obeh podzemných vôd v predterciérnych sedimentoch môžeme poukazovať na základe predpokladanej geologickej stavby podložia (obr. 3). Predpokladáme, že zrážkové vody infiltrujúce do karbonátov Slovenského krasu prúdia súhlasne s ich úklonom pod terciérne sedimenty Rimavskej kotliny, do synklinály Stránskej. Časť z nich vystupuje na povrch v prameni Králik (j. od mesta Šafárikovo) a časť sa podieľa na hlbšom obehu, na tvorbe minerálnych vôd.

Výstup vôd v prameni Králik podmieňuje zlomové pásmo rieky Slaná, na ktorom sú triasové karbonáty vytiahnuté 155 m pod povrch terénu. Podzemná voda z vápencov vystupuje na povrch puklinami zlomového pásma cez sedimenty egeru. Výdatnosť prameňa je 29 l . s^{-1}, teplota vody 17 °C a celková mineralizácia 774,2 mg . l^{-1}. V blízkosti prameňa bol realizovaný hydrogeologický vrt (HM-5) hlboký 158 m. V hĺbke 155 m pod terciérnym slienitým súvrstvím bol v triasových vápencoch silického príkrovu navŕtaný prítok vody s počiatočnou výdatnosťou 45 l . s^{-1} na ústí vrtu, ktorá sa neskoršie ustálila na 23 l. s^{-1} (Orvan, 1973). Ďalšia časť podzemných vôd na základe výsledkov termometrického merania rieky Slaná na lokalite Králik (Maďar, 1989) prestupuje do kvartérnych sedimentov, kde sa mieša s vodami poriečnej nivy a potom s teplotou asi 9 °C skryto prestupuje do rieky Slaná.

Zrážkové vody infiltrujúce do karbonátov Slovenského krasu dotujú aj minerálne pramene RS-60, RS-61 v Šafárikove, ktoré predstavujú zemito-uhličité kyselky. Ich pôvod je vo vápencoch stredného triasu v podloží terciéru, kde sa mineralizujú za spolupôsobenia juvenilného CO_2. Na povrch vystupujú zlomovým pásmom cez slienité sedimenty egeru (pôvodný výver mal nepatrnú výdatnosť). Výdatnejší zdroj bol získaný na báze terciérneho súvrstvia dvoma vrtmi so sumárnou výdatnosťou 23 l . s^{-1} (Orvan, 1960).

V hydrogeologickej štruktúre synklinály Stránskej časť podzemných vôd cirkuluje do väčších hĺbok západným smerom a podieľa sa na tvorbe termálnych minerálnych vôd. Predpokladáme, že tento obeh sa realizuje vo väčších hĺbkach, na báze vápencového komplexu, pretože doterajšie vsledky z vrtných prác (vrty BČ-2 – Cakov, Bondarenková, 1988; RKZ-1 Bátka, Zakovič, 1990) dokumentujú veľké skrasovatenie vápencového komplexu vo vrchnej časti, ale zároveň aj jeho silné zakolmatovanie ílovitým materiálom. Na overenie tohto predpokladu je potrebné realizovať hlboký vrt, ktorý by prenikol celý karbonátový komplex synklinály Stránskej (jeho hrúbka v oblasti Bátky sa odhaduje na cca 2000 m; Vass et al., 1989), a tým by overil existenciu geotermálnych vôd v Rimavskej kotline.

Obeh podzemných vôd v hydrogeologickej štruktúre Licinskej synklinály sa realizuje v stredno-vrchnotriasových karbonátoch silického príkrovu. Triasové karbonáty tejto štruktúry vystupujú na povrch s. od obce Drienčany a v. od obce Strelnice. Smerom na JZ sa ponárajú pod terciérne sedimenty kotliny a v oblasti Hrnčiarskych Zálužian sú vyvlečené blízko k povrchu. Časť zrážkových vôd, ktoré infiltrujú do týchto karbonátov, cirkuluje v smere úklonu synklinály a na povrch vyviera v oblasti Hrnčiarskych Zálužian v štyroch prameňoch s teplotou 17,0 – 18,5 °C, celkovou mineralizáciou 2082,5 až 2224,5 mg . l^{-1} a celkovou výdatnosťou 2,7 l . s^{-1}.

Obeh podzemných vôd v ostatných predterciérnych vrásových štruktúrach je obmedzený v dôsledku nepriaznivého (z hľadiska hydrogeologického) litologického zloženia hornín.

Terciérna výplň Rimavskej kotliny – čížske a lučenské súvrstvie – sa vyznačuje veľmi obmedzeným obehom podzemných vôd. Litologické zloženie (šlírový charakter) oboch súvrství nedovoľuje dostatočnú infiltráciu a cirkuláciu povrchových a podzemných vôd. Určitú výnimku môžu tvoriť okrajové bazálne fácie či už kišcelu alebo egeru, alebo väčšia hrúbka piesčitých polôh, kde môže dochádzať k väčšej cirkulácii podzemných vôd. K relatívne živšiemu obehu podzemných vôd môže dochádzať i po tektonických líniách, ktoré zároveň predstavujú výstupné cesty pre CO_2, resp. CH_4. Príkladom toho sú I-Br vody na lokalite Číž. Primárne akumulované synsedimentárne morské I-Br vody v sedimentoch terciéru sú vďaka "gazliftu" vytláčané po zlomových líniách k povrchu do kvartérnych sedimentov, kde sa čiastočne miešajú s obyčajnými vodami poriečnej nivy Čížskeho potoka. Pôvodne boli tieto vody zachytávané kopanými studňami, z ktorých najznámejšia je studňa, resp. prameň Hygiea. Môžeme konštatovať, že čížske a lučenské súvrstvie z hydrogeologického hľadiska predstavuje izolátor nadložnému pieskovcovému súvrstviu egenburgu, budujúcemu Cerovú vrchovinu, resp. pokoradzskému súvrstviu v severnej časti kotliny a tiež kvartérnym sedimentom terás.

Pieskovce a piesky egenburgu – fiľakovské súvrstvie – sú na styku s ílovitou výplňou dolín v prevažnej časti odvodňované formou prameňov s výdatnosťou do 1,0 l . s^{-1}. Hoci litologické zloženie fiľakovského súvrstvia je z hydrogeologického hľadiska priaznivé, v území sa nenachádzajú pramene s vyššou výdatnosťou a špecifický odtok podzemných vôd je tiež nízky. Vass (1988) predpokladá, že Cerová vrchovina budovaná fiľakovským súvrstvím má klenbovitú stavbu s generálnym úklonom na J do MR a z tohto dôvodu možno predpokladať, že k hlavnému odvodňovaniu klenby dochádza v smere jej úklonu.

Obeh podzemných vôd v pokoradzskom súvrství tvorenom vulkanoklastickými horninami je závislý od jeho litologického zloženia a jeho morfologickej pozície. Zrážkové vody, ktoré do neho infiltrujú, presakujú až do jeho bazálneho súvrstvia a na povrch vyvierajú vo forme vrstevných prameňov na styku s nepriepustnými šlírovými sedimentmi egeru. Vzhľadom na to, že pokoradzské súvrstvie má monoklinálne uloženie s úklonom na J, výdatnosť prameňov je závislá od veľkosti infiltračných plôch. Po jeho obvode sa nachádzajú pramene od nepatrných výdatností, resp. zamokrení až po prameň s výdatnosťou 19 – 21,5 l . s^{-1} – prameň Vyšný Skalník (za pozorované obdobie 1954 – 1966).

Poltárske súvrstvie tvorené zaílovanými štrkmi a pieskami je charakterizované plytkým obehom podzemných vôd. Podzemné vody vystupujú na povrch prevažne formou plošných zamokrení alebo prameňov s výdatnosťou od 0,1 l . s^{-1} do 0,4 l . s^{-1}.

Režim podzemnej vody vo fluviálnych sedimentoch je dosť rozkolísaný, ovplyvňovaný ročnými cyklami. Rieky Rimava a Blh majú v prevažnej časti roka drénujúci účinok, voda z nich infiltruje za vysokých stavov hladín. Rieka Slaná z väčšej časti roka dotuje podzemné vody fluviálnych náplavov poriečnej nivy. Hladina podzemnej vody v alúviu riek Rimavskej kotliny je prevažne voľná. Rozkyv hladiny

podzemnej vody v r. 1963 – 1975 v poriečnej nive Slanej sa pohybuje od 1,07 m do 4,33 m, Blhu od 0,98 m – 2,91 m a Rimavy od 0,95 m do 3,8 m.

Hydrogeochemická charakteristika územia

Podzemné vody Rimavskej kotliny a východnej časti Cerovej vrchoviny sú v prevažnej časti kalciovo-(magnéziovo)-hydrogénuhličitanového typu s hodnotami celkovej mineralizácie do 800 mg . l^{-1}. Vody s vyššími hodnotami celkovej mineralizácie a komplikovaným chemickým zložením prechodného až zmiešaného typu sú charakteristické pre všetky kolektory a zvodnené systémy, ktoré sú ovplyvnené v hlavnej miere poľnohospodárskou činnosťou.

Prvotný vstup jednotlivých zložiek do podzemných vôd reprezentujú vodné roztoky, ktoré vznikajú po jarnom topení snehovej pokrývky (Vrana – Bodiš – Lopašovský – Rapant, 1989). Pre oblasť Rimavskej kotliny sú zo stabilnej pozorovacej siete najcharakteristickejšie lokality Hajnačka a Plešivec (tab. 7).

Tab. 7 Chemické zloženie zimných zrážok

Lokalita		pH	M	SiO_2	Na	K	NH_4
Hajnačka	x	4,85	25,22	1,28	0,65	0,17	1,77
	min.	4,20	11,58	0,50	0,09	0,07	0,56
	max.	6,15	48,04	3,25	3,60	0,28	4,60
Plešivec	x	5,32	36,16	0,94	0,37	0,24	1,38
	min.	4,00	9,79	0,40	0,09	0,06	0,17
	max.	8,66	87,68	1,70	0,85	0,62	3,84

Lokalita		Mg	Ca	Cl	NO_3	SO_4
Hajnačka	x	0,58	1,80	3,13	3,14	8,71
	min.	0,22	0,63	0,85	1,00	4,21
	max.	0,95	3,70	9,54	6,40	15,50
Plešivec	x	0,63	5,89	3,52	4,22	9,88
	min.	0,16	0,80	0,40	1,40	2,45
	max.	1,55	15,40	9,11	10,75	23,07

Poznámka: Hodnoty okrem pH sú udané v mg . l^{-1} a predstavujú výsledky pozorovania zimných zrážok v desaťročnom období (1976 — 1985).

V podstate možno povedať, že na uvedených lokalitách sa potenciálny prínos solí zimnými zrážkami pohybuje v rámci Slovenska v strednom intervale 7,0 – 10,0 g . m^{-2}.

Tvorba chemického zloženia podzemných vôd je pomerne zložitá. Prevažne ide o petrogénne vody s výnimkou tzv. fluviogénnych vôd, u ktorých nie je špecifická väzba ich chemického zloženia na horninové prostredie kolektorov, v ktorých sa nachádzajú.

Tab, 8 Potenciálny prínos jednotlivých zložiek zrážkami za zimný polrok (X. — III.) a zimný štvrťrok (XII. — II.) na uvedených lokalitách

Lokalita	Obdobie	M	SO_4	Cl	NO_3	NH_4
Hajnačka	X. — III.	6,30	2,18	0,78	0,79	0,44
	XII. — II.	3,47	1,20	0,43	0,43	0,25
Plešivec	X. — III.	9,04	2,47	0,88	1,05	0,35
	XII. — II.	4,07	1,12	0,40	0,47	0,16

Poznámka: Hodnoty potenciálneho prínosu jednotlivých zložiek sú uvedené v g . m^{-2}

Táto zložitosť je spojená aj s komplikovaným paleohydrogeologickým vývojom terciérnej výplne kotliny, čo je evidentné u minerálnych vôd.

Podzemné vody predterciérneho podložia sú viazané hlavne na hydrogeologické štruktúry synklinály Stránskej a Licinskej. Hydrogeologická štruktúra synklinály je charakterizovaná podzemnými vodami kalciovo-(magnéziovo)-hydrogénuhličitanového typu s hodnotou celkovej mineralizácie okolo 0,8 g . l^{-1} vo východnej časti (prameň Králik v Šafárikove), v západnej časti bola štruktúra overená vrtom RKZ-1 v Bátke (minerálna voda rovnakého typu s M = 3,9 g . l^{-1}). Podobne kalciovo-(magnéziovo)-hydrogénuhličitanového typu sú podzemné vody viazané na hydrogeologickú štruktúru Licinskej synklinály. Hodnoty celkovej mineralizácie sú prevažne nižšie (okolo 0,5 g . l^{-1}) v porovnaní so spomínanou štruktúrou.

Komplex tvorený bazálnymi súvrstviami kišcelského a egerského veku je nátriovo-hydrogénuhličitanovým typom vôd. Ide o obdobné chemické zloženie vôd ako v Lučenskej kotline (vrty LC-24, 25 a HGL-1 vrt "pri konzervárni" v Lučenci) s mineralizáciou 3,5 – 4,9 g . l^{-1}. Podiel Na-Cl zložky v týchto vodách je nízky, čo svedčí o dobrej premytosti tohto kolektora. Zvýšený obsah NH_4 v týchto vodách nie je sekundárneho pôvodu, ale vzniká prírodnou biochemickou cestou.

Podzemné vody plytkopodpovrchových obehov egeru (ako kolektor tu funguje iba pripovrchová zóna) môžeme charakterizovať ako veľmi tvrdé s častým výskytom vysokého obsahu síranov (max. 335,8 mg . l^{-1} v Dúžave). Obsah železa a mangánu len v niektorých prípadoch dosahuje hodnoty kritérií pre vody II. kategórie. V mnohých prípadoch je sekundárne znečistenie týchto vôd (splachy hnojív, fekálie a pod.) až také veľké, že hodnota celkovej mineralizácie prekračuje limitnú hodnotu 1 g . l^{-1}.

Komplex tvorený sedimentmi egenburgu je charakterizovaný podzemnými vodami výrazného, resp. nevýrazného kalciovo-(magnéziovo)-hydrogénuhličitanového typu s hodnotami celkovej mineralizácie 0,57 – 0,96 g . l^{-1}. Ide o karbonátogénne vody, sekundárne rôzne ovplyvnené (hlavne NO_3 a Cl). Vysoký obsah síranov je v oblasti Čierneho Potoka, kde je zároveň zvýšený i obsah železa.

Komplex tvorený vulkanoklastickými horninami je všeobecne charakterizovaný podzemnými vodami kalciovo-(magnéziovo)-hydrogénuhličitanového typu s hodnotami celkovej mineralizácie 0,26 – 0,39 g . l^{-1}. Z hľadiska kvality podzemných vôd prevažná väčšina vyhovuje daným kritériám.

Komplex tvorený poltárskym súvrstvím je charakterizovaný podzemnými vodami kalciovo-hydrogénuhličitanového typu a hodnotami celkovej mineralizácie 0,2 až 0,4 g . l^{-1}, ktorých vyššie hodnoty závisia od charakteru sekundárneho znečistenia.

Komplex tvorený kvartérnymi sedimentmi je charakterizovaný vodami, ktorých tvorba chemického zloženia je veľmi špecifická a závisí od časového a priestorového zloženia vôd povrchových tokov, ktoré ich, hlavne v poriečnej nive, doplňajú. V oblasti vyšších terasových nív je chemické zloženie podzemných vôd závislé od chemického zloženia zrážkových vôd a podzemných vôd vyššie položených území. Ďalším významným faktorom je aj anorganické, resp. organické znečistenie infiltrujúcimi povrchovými vodami alebo priamymi prienikmi odpadov aj surovín. Dôsledkom uvedených pomerov, navyše komplikovaných zložitou hydrodynamikou a sekundárnym znečistením, je veľká časová a priestorová variabilita mineralizácie a chemického zloženia fluviogénnych vôd. Najdôležitejšie z hľadiska zvodnenia sú fluviálne sedimenty Slanej a Rimavy. Z hydrogeochemického hľadiska predstavujú kalciovo-hydrogénuhličitanové vody, ktoré v prípade znečistenia prechádzajú až na zmiešané typy. Hodnoty celkovej mineralizácie podzemných vôd fluviálnych sedimentov Rimavy a Slanej sa pohybujú od 1,3 g . l^{-1} do 2,9 g . l^{-1} s mediánom 0,59 g . l^{-1}. V poriečnej nive Slanej v smere toku mineralizácia mierne stúpa od 0,15 do 0,75 g . l^{-1} a zvyšuje sa podiel kalciovo-sulfátovej zložky. Zvýšené sú hodnoty celkovej tvrdosti vôd, ako aj obsah NO_3, Cl, SO_4, NO_2, NH_4 a HPO_4, ktoré prekračujú ČSN 75 7111 o 13,8 %, 2 %, 8 %, 14,8 %, 25,6 % a 7,2 %.

Minerálne vody

V študovanom území sa minerálne vody vyskytujú na 15 lokalitách, kde sa sumárne nachádza 37 zdrojov minerálnych vôd rôznych chemických a genetických typov. Sú viazané na sedimenty egeru, egenburgu, bazalty finálneho vulkanizmu, kvartérne sedimenty a podložné mezozoické horniny. Zložitý tektogenetický a paleohydrogeologický vývoj terciéru v predmetnom území spôsobil, že prvotné synsedimentárne morské vody sa v nezmenenej forme nemohli zachovať (výnimku tvorí studňa Hygiea RS-9 v Číži, ktorej jódovo-brómové vody predstavujú relatívne najmenej infiltračne degradované reliktné morské vody). Na sedimenty egeru a egenburgu sú viazané minerálne vody v Sútore (RS-59-RS-60), Radnovciach (RS-47-49), v Cakove (RS-5-8), Barci (RS-1) a Konrádovciach (RS-27-28). Sú to vody plytkého obehu s takmer dokonale degradovaným primárnym i soľným obsahom, sýtené CO_2 prevažne iba v konečnej fáze výstupu na povrch.

Hodnoty ich celkovej mineralizácie sa pohybujú v rozmedzí od 0,35 g . l^{-1} do 1,6 g . l^{-1}. V prevažnej väčšine ide o kalciovo-hydrogénuhličitanové chemické typy. Je v nich rôzne zastúpená kalciovo-sulfátová zložka, ktorá sa prejavuje aj typovo v prípade prameňa RS-60 v Sútore. Prítomnosť kalciovo-sulfátovej zložky je podmienená rozpúšťaním jemne dispergovaného sadrovca v horninovom prostredí ich obehu. Hlavný proces formovania chemického zloženia týchto vôd predstavuje rozpúšťanie

Tab. 9 Základné hydrogeochemické parametre minerálnych vôd viazaných na sedimenty egeru a egenburgu

Lokalita	M ($mg \cdot l^{-1}$)	$S_1(Cl)$	$S_1(SO_4)$	$S_2(SO_4)$	A_1	A_2	Mg/Ca	HCO_3/Cl	CO_2 ($mg \cdot l^{-1}$)	T vody (°C)
Cakov RS-7	1462,12	-	-	21,68	-	55,36	0,49	109,67	932	12,0
Gortva RS-11	354,33	1,98	9,77	8,75	-	74,06	0,53	40,09	1707,4	9,2
Konrádovce RS-25	1210,79	1,79	2,26	1,52	-	92,64	0,70	52,85	1428	10,2
Konrádovce RS-26	1218,32	1,31	2,65	1,52	-	93,53	0,76	71,97	1089	10,1
Radnovce RS-47	899,98	6,17	6,61	13,46	-	72,97	0,44	11,95	716,4	11,5
Sútor RS-58	1619,31	0,89	-	7,62	-	85,62	0,59	19,59	1487,6	11,5
Sútor RS-59	1312,87	3,27	-	10,24	-	84,03	0,57	16,99	1368,4	11,0
Sútor RS-60	888,56	14,20	-	61,64	-	19,30	1,38	1,17	888,56	12,5

Poznámka: Hodnoty indexov Gazdovej klasifikácie sú uvedené v mmol . z %.

Tab. 10 Minerálne vody viazané na bazalty finálneho vulkanizmu

Lokalita	M ($mg \cdot l^{-1}$)	CO_2 ($mg \cdot l^{-1}$)	$S_1(Cl)$	A_1	A_2	Fe ($mg \cdot l^{-1}$)	SiO_2 ($mg \cdot l^{-1}$)	Mg/Ca
Hajnačka RS-12	1736,52	1882,5	0,48	16,39	79,41	5,32	44,00	1,06
Hodejov RS-18	1268,84	1263,2	4,51	14,39	76,74	3,53	56,00	0,67
Hodejov RS-19	1336,91	1812,1	3,64	9,91	76,29	14,30	66,40	0,86
Hodejov RS-20	754,25	1254,5	1,02	-	89,82	0,27	43,20	0,75
Hodejov RS-21	1163,31	1141,2	1,38	-	86,35	10,20	34,40	0,49

karbonátov a v menšej miere aj rozpúšťanie sadrovca. Z hľadiska genetickej klasifikácie sú to vody s karbonátogénnou mineralizáciou.

Na lokalite Konrádovce sa nachádzajú štyri pramene s celkovou výdatnosťou 3,2 l . min^{-1}. Sú to vody studené (11,5 – 13,0 °C), veľmi slabo mineralizované (0,39 až 0,6 g . l^{-1}), silno uhličité (obsah CO_2 1,1 – 1,4 g . l^{-1}), dusíkové (obsah N_2 nad 94 obj. %), výrazného kalciovo-magnéziovo-hydrogénuhličitanového typu.

Na sedimenty šlírového charakteru egeru sú viazané i minerálne vody v Nižnej Pokoradzi a v oblasti medzi obcami Sútor, Radnovce a Cakov.

Minerálne vody v Sútore, Radnovciach a Cakove sú studené, veľmi slabo až slabo mineralizované (0,41 – 1,89 g . l^{-1}) a obsahom CO_2 v Sútore 1,12 – 1,39 g . l^{-1}, v Radnovciach a Cakove 0,56 – 0,98 g . l^{-1}, výrazného, resp. nevýrazného Ca-HCO_3 typu. Výnimku tvorí voda prameňa RS-60, ktorá je nevýrazného kalciovo-sulfátového typu. Sú to vody plytkého obehu s degradovaným primárnym soľným obsahom obyčajnými plytkými vodami. Na povrch vyvierajú na križovaní zlomov sz.-jv. smeru so zlomami sv.-jz. smeru, ktoré tvoria výstupné cesty pre CO_2.

Na bazalty a bazanity finálneho vulkanizmu sú viazané silikátogénne minerálne vody v Hajnačke (RS-12) a Hodejove (RS-18, 19). Hlavným mineralizačným procesom fázového rozhrania hornina – voda je hydrolytický rozklad prítomných silikátov (hlavne plagioklasov a pyroxénov), ale významne sa uplatňuje aj rozpúšťanie karbonátov, čo sa prejavuje aj typovo (kalciovo-hydrogénuhličitanový typ).

Charakteristická je aj prítomnosť A_1 zložky, podmienená pravdepodobne zmenami oxidačno-redukčných a termodynamických podmienok ich obehu s hĺbkou.

Základné hydrogeochemické parametre, hlavne vysoký obsah Fe, SiO_2, vysoké hodnoty koeficientu Mg/Ca (tab. 10), dokumentujú načrtnutú genézu týchto minerálnych vôd. Vyššia mineralizácia týchto minerálnych vôd je odrazom mineralizačných účinkov CO_2.

V Hodejove a jeho okolí sa nachádza päť prameňov minerálnych vôd. Podobne ako v predchádzajúcich lokalitách patria medzi vody studené (11,0 – 15,0 °C), veľmi slabo mineralizované, s obsahom dusíka nad 94 obj. %, sú výrazného kalciovo-magnéziovo-hydrogénuhličitanového typu (pramene: RS-20, RS-21), resp. nevýrazného kalciovo-magnéziovo-hydrogénuhličitanového typu (RS-19) a nevýrazného kalciovo-chloridového typu (RS-16).

V Hajnačke sa pramene nachádzajú na južnom okraji obce, pri osade Šťavica. Sú tu dva pramene, z ktorých jeden je zachytený kopanou studňou a druhý vrtom. Okrem toho na rozsiahlom močarisku možno na niektorých miestach pozorovať občasné prebublávanie CO_2.

Vývery spomínaných minerálnych prameňov sú viazané na germanotypné zlomy sz.-jv. smeru a v mnohých prípadoch na ich križovanie so staršími pozdĺžnymi zlomami z.-v. smeru, resp. sv.-jz. smeru. Tento systém zlomov podmienil hrasťovitú stavbu kotliny. Minerálne vody sú viazané na najvyššiu tektonickú hrasť, ktorá je na Z obmedzená fiľakovským a na V hodejovským zlomom (Franko, 1975). Podľa chemického zloženia a celkovej mineralizácie vôd ide o vody plytkého obehu preplyňované CO_2, ktorý migruje z bázy terciéru prostredníctvom mladej priečnej zlomovej tektoniky. Vo vzťahu k migrácii CO_2 sú pritom aktívne iba systémy po-

klesových otvorených zlomov, lemujúce okraje vyzdvihnutých krýh – hrastí. V poklesnutých kryhách – prepadlinách sa CO_2 na povrchu, resp. vo vrchnej časti profilu terciéru neprejavuje, pretože tieto zlomy sú v dôsledku poklesu hornín do zmenšeného priestoru stlačené, a tým nepriepustné. Do miest križovania otvorených mladých priečnych zlomových systémov smeru SZ – JV so zlomami smeru SV – JZ sú situované maximálne dynamické prítoky CO_2.

V Rimavskej kotline sa okrem vôd s plytkým obehom vyskytujú aj v rôznom stupni infiltračne degradované marinogénne vody, ktoré vystupujú po zlomoch k povrchu zo svojich primárnych hlbinných akumulácií, resp. sú uchované v izolovaných tektonických kryhách i relatívne plytko pod povrchom. Najtypickejším príkladom je lokalita Číž, kde je studňou Hygiea (RS-9) zachytený nepatrný prítok výraznej nátriovo-chloridovej vody s relatívne nízkou hodnotou celkovej mineralizácie.

Jódovo-brómová minerálna voda v Číži pri výstupe na povrch, hlavne v záverečnej fáze, je intenzívne riedená veľmi slabo mineralizovanými vadóznymi vodami, čo sa prejavuje pomerne veľkým znížením jej celkovej mineralizácie pri súčasnom zachovaní pôvodného chemického zloženia (hodnoty koeficientov Cl/Br, HCO_3/Cl a výrazná S_1(Cl) zložka); (tab. 11):

Tab. 11 Základné hydrochemické parametre prameňa RS-9 v Číži

Lokalita	M (mg . l^{-1})	S_1(Cl)	A_1	A_2	Mg/Ca	HCO_3/Cl	Ck/Br	I
Číž RS-9	12 471,44	92,52	1,07	5,61	1,35	0,07	93,79	24,5

Je to voda výrazného nátriovo-chloridového typu s obsahom CH_4 82,0 obj. %. Teplota vody sa pohybuje v rozmedzí 10 – 13 °C. Vyviera na križovaní pozdĺžneho zlomu sv.-jz. smeru s priečnym zlomom sz.-jv. smeru. Je viazaná na kišcelsko-egerské sedimenty, najpravdepodobnejšie na bazálne piesky ležiace na verfénskych sedimentoch.

V najvýchodnejšej časti Rimavskej kotliny sa minerálne vody vyskytujú v Šafárikove. Okrem prirodzeného výveru (prameň RS-63) bola minerálna voda navŕtaná 2 hydrogeologickými vrtmi. Vrt RH-1 (prameň RS-61) hĺbený v r. 1957 zachytil silný výron minerálnej vody v bazálnych terciérnych zlepencoch a brekciách, ktoré sa nachádzajú v hĺbke 87,0 m pod slienitým súvrstvím egeru (Orvan, 1960). Minerálna voda bola navŕtaná v hĺbke 99,7 m. Výdatnosť vrtu zo začiatku bola 27,0 l . s^{-1} a neskoršie sa ustálila na 16,9 l . s^{-1}. Teplota vody je 17 °C. Za účelom lepšieho zachytenia minerálnej vody bol v r. 1963 v blízkosti vrtu RH-1 realizovaný nový vrt ŠB-12 (RS-62; Litva, 1965). Bol ukončený v hĺbke 115 m a tiež v terciérnych zlepencoch a brekciách. Minerálna voda bola zachytená v hĺbke 99,0 – 105,7 m, jej teplota bola 17,4 °C.

Pôvodne sa predpokladalo, že podzemné vody Slovenského krasu, ktoré sa zúčastnujú na tvorbe minerálnych vôd, prúdia zlomami prebiehajúcimi dolinou Slanej.

Novšie vrtné práce priniesli zmenu názorov na odtok podzemných vôd z územia Slovenského krasu do oblasti Šafárikova.

Z absencie karbonátov pod terciérnou výplnou v oblasti Gemer – Gemerská Panica (vrty R-1, R-3), ako aj v úseku doliny Slanej pod Plešivcom (vrty K-12 a K-15 pri Gemerskej Hôrke) vyplýva, že podzemné vody nemôžu komunikovať dolinou Slanej medzi Plešivcom a Šafárikovom, kde sú pod terciérom prevažne horniny spodného triasu meliatskej skupiny. Na základe výsledkov hydrogeologického prieskumu západnej časti Slovenského krasu (ORVAN, 1991) predpokladáme, že krasovo-puklinové podzemné vody, drénované sústavou zlomov v podloží terciérnej výplne dolín Slanej a Štítnika, na území Slovenského krasu odvádza systém zlomov, nazývaný ako "štítnický" od Plešivca cez Dlhú Ves do oblasti Agtelleku v MR. Časť z nich sa dostáva späť na územie Rimavskej kotliny regionálnymi tektonickými líniami; niektoré z nich (napr. tektonická línia tiahnúca sa dolinou potoka Lokierti) majú úklon do kotliny.

Minerálne vody RS-61, 62, 63 v Šafárikove sú kalciovo-hydrogénuhličitanového typu s rôzne výrazne zastúpenou $S_2(SO_4)$ zložkou, ktorá nasvedčuje tomu, že sa dostali do styku so sadrovconosnými litofáciami mezozoika (tab. 12). Sú však výrazne metamorfované iónovýmennými procesmi v terciérnych sedimentoch Rimavskej kotliny, alebo dochádza k ich miešaniu s plytkopodpovrchovými vodami egeru. Hodnota ich celkovej mineralizácie sa pohybuje okolo 2,9 g . l^{-1}, prirodzený výver RS-63 má mineralizáciu 0,6 g . l^{-1}.

Tab. 12 Základné hydrochemické parametre minerálnych vôd v Šafárikove

Lokalita	T_v °C	M (mg . l^{-1})	CO_2 (mg . l^{-1})	$S_1(Cl)$	$S_1(SO_4)$	$S_2(SO_4)$	A_2	Mg/Ca
Šafárikovo RS-61	17,5	2937,18	1237,1	2,85	10,83	9,54	76,67	0,49
Šafárikovo RS-62	17,5	2944,60	1472,3	12,91	10,63	9,63	76,81	0,51

Ďalšia minerálna voda v Rimavskej kotline bola zachytená v Bretke vrtom hlbokým 152,5 m v bazálnych terciérnych zlepencoch a brekciách s prelivom na ústí vrtu 0,03 l . s^{-1} a s mineralizáciou 1,61 g . l^{-1}.

Záver

V predkladanej práci sú podľa jednotlivých litostratigrafických jednotiek od predterciérnych hornín až po kvartérne sedimenty zhodnotené hydrogeologické a hydrogeochemické pomery Rimavskej kotliny a východnej časti Cerovej vrchoviny.

V predterciérnom podloží sú vyčlenené dve samostatné hydrogeologické štruktúry, a to synklinála Stránskej a synklinála Licinská. Obidve sú tvorené triasovými vápencami silického príkrovu. Synklinála Stránskej predstavuje pokračovanie karbonátov triasu vystupujúcich na povrch v Slovenskom krase. Je odvodňovaná prameňom Králik a vrtom HM-5 v Šafárikove a predpokladáme, že ďalšia časť vôd cirkuluje smerom na JZ pod neogénne sedimenty kotliny. Licinská synklinála tvorí pokračovanie karbonátov silického príkrovu vystupujúcich na povrch v Drienčanskom krase. Je odvodňovaná prameňmi v Hrnčiarskych Zalužanoch.

Terciérna sedimentárna výplň kotliny je tvorená prevažne pelitmi, s ktorými sa striedajú psefiticko-psamitické polohy rôznej hrúbky. V sedimentoch možno pozorovať časté faciálne zmeny tak v horizontálnom, ako i vo vertikálnom smere. Táto faciálna variabilita sa prejavuje aj v rozdielnych hydrogeologických pomeroch. V sedimentoch terciéru je vyčlenených 5 hydrogeologických komplexov (tab. 6).

Terciérne sedimenty sú v prevažnej časti prekryté sedimentmi kvartéru. Plošne prevládajú predovšetkým fluviálne sedimenty terás zakryté sprašami a nivné sedimenty, deluviálne a proluviálne sedimenty. Na akumuláciu podzemných vôd v Rimavskej kotline majú najvhodnejšie podmienky fluviálne sedimenty riek Slanej, Blhu a Rimavy (tab. 5).

Podzemné vody predterciérneho podložia viazané na karbonáty silického príkrovu sú Ca–Mg–HCO_3 typu s hodnotami celkovej mineralizácie do 0,8 g . l^{-1}. Podobne aj vody terciérnych sedimentov sú Ca–Mg–HCO_3 typu s výnimkou podzemných vôd viazaných na bazálne súvrstvia kišcelského veku. Tie patria k Na–HCO_3 typu. Podzemné vody kvartérnych sedimentov predstavujú Ca–HCO_3 typ, ktoré v prípade znečistenia prechádzajú až na zmiešané typy.

Minerálne vody sa v predmetnom území vyskytujú na 15 lokalitách, kde sa sumárne nachádza 37 zdrojov minerálnych vôd rôznych chemických a genetických typov. Sú viazané na sedimenty egeru, egenburgu, bazalty finálneho vulkanizmu a podložné mezozoické horniny.

Literatúra

BONDARENKOVÁ, Z. et al., 1988: Číž — ochranné pásma kúpeľov. Manuskript — Geofond, Bratislava.

FRANKO, O., 1975: Minerálne vody (in ŠKVARKA, 1975). Hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Lučenec — Rimavská Seč. Manuskript — Geofond, Bratislava.

HYNIE, O., 1963: Hydrogeologie ČSSR II, Minerální vody. Praha, Naklad. Čes. Akad. Věd.

JANÁČEK, J., 1957: Hydrogeologie a geochemie vývěru léčivé jódové vody v Číži. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 47.

LITVA, J., 1965: Hydrogeologický prieskum minerálnej vody v Šafárikove II., vybudovanie zachytávacieho vrtu minerálnej vody. Manuskript — Geofond, Bratislava.

MAĎAR, D., 1989: Termometrické merania na rieke Slaná. Manuskript — Geofond, Bratislava.

MAZÚR, E. — LUKNIŠ, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SR. Geomorfol. čas. (Bratislava), XXX., 2.

ORVAN, J., 1958: výskum v oblasti Jesenského. Manuskript — Geofond, Bratislava.

ORVAN, 1960: O pôvode minerálnych vôd v Šafárikove. Geol. Práce, Spr. (Bratislava) 17.

ORVAN, J. 1963: Hydrogeologický prieskum riečnych náplavov v povodí Slanej. Manuskript — Geofond, Bratislava.
ORVAN, J., 1966: Hydrogeologický prieskum pre dobudovanie pozorovacej siete podzemných vôd v povodí rieky Slanej. Manuskript — Geofond, Bratislava.
ORVAN, J., 1969: Slaná — základný hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava.
ORVAN, J., 1973: Hydrogeologické pomery Rimavskej kotliny. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 5, 3.
ORVAN, J., 1991: Gombasek — Plešivec — hydrogeologický prieskum puklinovo-krasových podzemných vôd hlbšieho obehu. Manuskript — Geofond, Bratislava.
PORUBSKÝ, A., 1973: Zhodnotenie doterajších prieskumov žriedelnej lokality Číž so zameraním na prognózu výskytu minerálnych vôd. Manuskript — Archív MZSR — IKaŽ, Bratislava.
QUITT, E. 1971: Klimatické oblasti Československa. Stud. geogr. (Brno).
STRUŇÁK, V., 1965: Číž — kúpele, prieskum minerálnych vôd. Manuskript — Geofond, Bratislava.
VASS, D. — ELEČKO, M. et al., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. 1 vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
VRANA, K. — BODIŠ, D. — LOPAŠOVSKÝ, K. — RAPANT., S., 1989: Regionálno-hydrogeochemické zhodnotenie kvality snehovej pokrývky na území Slovenska. Západ. Karpaty. Sér. Hydrogeol. inž. Geol (Bratislava), 7.
ZAKOVIČ, M. — BODIŠ, D., 1979: Zhodnotenie dosiaľ realizovaných prác pre výskum minerálnych vôd v Rimavskej kotline. Manuskript — Geofond, Bratislava.
ZAKOVIČ, M. — BODIŠ, D. — LOPAŠOVSKÝ, K., 1989: Hydrogeologická mapa Rimavskej kotliny a východnej časti Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Manuskript — Geofond, Bratislava.
ZAKOVIČ, M. et al., 1990: Komplexné vyhodnotenie hydrogeologického vrtu RKZ-1 Bátka. Manuskript — Geofond, Bratislava.

MICHAL ZAKOVIČ – DUŠAN BODIŠ – JURAJ ORVAN – KAMIL LOPAŠOVSKÝ

Hydrogeology of the Rimava Basin and eastern Cerová vrchovina Mts.

Summary

The Rimava Basin and eastern tract of the Cerová vrchovina Mts. are filled with molasse sediments of Tertiary age. These are underlain by all lithostratigraphic units of the Gemericum, namely the Gelnica Group (tuffaceous rocks, graphitic phyllites), Rakovec Group (siliceous sericite phyllites), Dobšiná Group (mertamorphosed sandstones, phyllites), Meliata Group (shales, crzstalline limestones, flyschoid rocks) and tectonic unit of the Silica nappe (limestones, dolomites). The most significant aquifer consists of Triassic carbonates of the Silica nappe which form two hzdrogeologic structures — Stránska and Licince synclines. The former is represented by an extension of Silica nappe carbonates which are exposed on the surface in the Slovak Karst. Towards the southwest, the carbonates gradually plunge beneatch the Tertiary basinal filling. In the Bátka area they were intersected by drillhole RKZ-1 at a depth of 435 m. The carbonates are strongly karstified and variety silted. In the eastern tract of the Stránska syncline, in the Šafárikovo area, the carbonates have open fractures thanks to their near-surface location. This part of the syncline is dewatered by spring Králik yielding 29 l . s^{-1} and by hydrogeologic well HM-5 whose Q = 23 l . s^{-1} (ORVAN, 1974). In contrast, fissures in the western tract of the syncline are strongly silted. Groundwaters here presumably circulate in deeper parts of the carbonate complex. The Licince suncline hydrogeologic structure is made up of carbonates which are exposed in the Drienčany Karst. It is dewatered through springs in the vicinity of Hrnčiarske Zálužany.

The Tertiary filling of the basin consists largely of phyllites alternating with psephitic-psammitic layers of various thicknesses. The sediments display frequent vertical as well as horizontal facies changes which give rise to diverse hydrogeologic settings. Five hydrogeologic complexes have been distinguished in the Tertiary sediments (Tab. 6). The oldest hydrogeologic complex consists of a basal formation (conglomerates, breccias, sandstones) of Kiscelian age. $NaHCO_3$ and $CaHCO_3$ type mineral waters accumulate in this aquifer as was proved by well RKZ-1 at Bátka. The aquifer is overlain by the

impermeable Číž Formation (siltstones, claystones). The second hydrogeologic complex also has a similar aquiclude — the Lučenec Formation (silts to siltstones) of Egerian age. Eggenburgian sediments — the Fiľakovo Formation (sandstones, sands) represent an aquifer drained mostly through stratal springs yielding up to 2.0 l . s^{-1} and by concealed groundwater discharge into surface streams. The fourth hydrogeologic complex is composed of volcanoclastic rocks — the Pokorádza Formation. It is drained through fissure springs (inside the complex) whose capacity attains 0.5 l . s^{-1} or through stratal springs at the contact with the underlying Lučenec Formation. The capacities of the latter are controlled by the extent of their catchment areas and range from 0.1 l . s^{-1} to 21.5 l . s^{-1} (spring Vyšný Skalník). The last hydrogeologic complex — the Poltár Formation (clayey gravels and sands) is poorly permeable with springs yielding a mere 0.1 — 0.2 l . s^{-1}.

The Tertiary sediments are largely overlain by Quaternary deposits. Areally, the most widespread sediment are fluvial terraces topped by loesses, and flood plain deposits plus some deluvial and proluvial deposits. The best conditions for the accumulation of groundwaters in the Rimava Basin occur in fluvial deposits of the Rivers Slaná, Blh and Rimava. Their hydraulic parameters are given in Tab. 5.

The calcium (magnesium)- hydrogencarbonate-type groundwaters from the subjacent pre-Tertiary rocks are bound to Silica nappe carbonates. Their T. D. S. attains 0.8 g . l^{-1}. Similarly, the Tertiary sediments host calcium-magnesium-hydrogencarbonate-type waters. The only exception is the basal formation of Kiscelian age which contains sodium-hydrogencarbobate-type groundwaters. The groundwaters circulating close to the surface are secondarily enriched, particularlz in NO_3 and Cl.

The groundwaters in Quaternary deposits are normally calcium-hydrogencarbonate ones, but, if contaminated, they may even be classified as mixed types. Their chemistry is affected by the inorganic and/or organic contamination of the recharging surface waters.

Mineral waters in the investigated territory occur at 15 sites totalling 37 sources of mineral waters of diverse chemical and genetic types. There are associated with Egerian and Eggenburgian sediments, basalts of final volcanicsm and subjacent Mesozoic rocks. The complex tectonic and paleohydrogeologic history of the Tertiary rocks caused that the primary groundwaters coeval with the deposition had not been preserved in an unchanged form. The only exception are connate mineral waters at Číž (RS-9) which were little affected by percolating waters and are bound to the basal Kiscelian — Egerian sediments (Tab. 11). The other mineral waters circulate at shallow depths and consequently their primary salt content was almost perfectly degraded. These groundwaters became saturated with CO_2 as late as the final stage of their ascension to earth surface. Their basic hydrogeochemic parameters are given in Tabs. 9, 10 and 12.

Translated by M. Böhmer

Explanations to Figures

Fig. 1 Geomorphologic scheme of the investigated territory and its wider vicinity (MAZUR — LUKNIS, 1980)

Fig. 2 The investigated territory and its wider vicinity divided into climatic ares (QUITT, 971)

Fig. 3 Structural-hydrogeologic scheme of pre-Tertiary rocks underlying the Rimava Basin (after a geologic-structural scheme by VASS — ELEČKO, 1989). Compiled by ZAKOVIČ (1991)

1 — Triassic — Silica nappe: limestones-dolomites beneath Tertiary sediments — an aquifer; 1a — on the surface. 2 — Triassic — a variegated sandy-shaly formation — aquiclude, 3 — Paleozoic and noncarbonate Mesozoic of the Gemericum, Meliata Group — aquiclude; 4 — Triassic — Meliata Group subjacent limestones and shales — aquifer and/or aquiclude; 4a — on the surface, 5 — Carboniferous: subjacent-metamorphosed sandstones and phyllites — semiaquiclude; 5a — on the surface, 6 — assumed geosyncline axes, 7 — assumed geoanticline axes, 8 — faults dissecting pre-Tertiary rocks, 9 — springs, 10 — hydrogeologic wells with mineral water, 11 — hydrogeologic wells with common water, 12 — assumed direction of groundwater flow.

Fig. 4 Hydrogeologic map

Západné Karpaty, sér. Hydrogeológia a inž. geol. 12, s. 143 — 176,
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1994

Anna Čechová – Kamil Vrana

Hydrogeologické pomery Myjavskej pahorkatiny

4 obr., 1 mapa, 17 tab., angl. resumé

A b s t r a c t. The article deals with the essential information resulting from hydrogeologic investigations in the Myjavská pahorkatina Mts. composed of the Magura Paleogene of the Outer Flysch Belt, Klippen Belt, Senonian and Paleogene of the Myjavská pahorkatina as well as Neogene and Quaternary deposits. Respective rock types are characterized, regime and genesis of groundwaters are assessed, prognostic natural resources are calculated and major water-supply areas are delineated. The effect of primary and secondary factors upon groundwater quality was also evaluated.

Úvod

V rokoch 1986 – 1990 uskutočnil Geologický ústav Dionýza Štúra hydrogeologický výskum Myjavskej pahorkatiny, ktorý bol súčasťou štátnej výskumnej úlohy "Hydrogeológia SSR, zdroje podzemných vôd, ich využitie a ochrana". Výskum vychádzal zo zhodnotenia najnovších geologických poznatkov, ktoré sú zhrnuté v textových vysvetlivkách ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000 (Salaj et al., 1987).

Región Myjavskej pahorkatiny smerom od S na J buduje bielokarpatská jednotka magurského flyšu, bradlové pásmo, klapská jednotka reprezentovaná drietomskou sekvenciou, senón a paleogén Myjavskej pahorkatiny a neogén sv. okraja Viedenskej panvy.

Magurský flyš je na styku s južnejšími tektonickými jednotkami zastúpený prechodným vývojom bielokarpatskej jednotky, ktorý je charakterizovaný flyšovým striedaním ílovcov a drobových pieskovcov.

Bradlové pásmo predstavuje tektonicky veľmi zredukovanú antiklinoriálnu zónu, ktorá v Myjavskej pahorkatine dosahuje maximálnu šírku 1 km. Možno tu vyčleniť dve sekvencie, a to čorštynskú – plytkovodnejšiu (krinoidové vápence, hľuznaté vápence, kalpionelové vápence, pestré sliene) a kysuckú – hlbokovodnejšiu (škvrnité vápence a sliene liasu, posidóniové vrstvy, hľuznaté kalpionelové a rohovcové vápence, škvrnité a pestré sliene).

RNDr. A. Čechová, RNDr. K. Vrana, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Klapská jednotka reprezentovaná drietomskou sekvenciou vystupuje na povrch v úzkom páse južne od bradlového pásma, pričom je tu výrazný bradlový štýl. Je to súvrstvie pestrých bridlíc a kremencov keuperu, lumachelových a piesčitých vápencov rétu, piesčitých vápencov a piesčitých bridlíc spodného liasu a škvrnitých slieňov vyššieho liasu.

Senón a paleogén Myjavskej pahorkatiny sa na základe litologicko-stratigrafických odlišností členi na štyri skupiny vývoja. Na severe sa nachádza rašovský vývoj, ktorý je zastúpený len detritickou fáciou. Miestami má transgresívny charakter. Druhý je vývoj Surovína, ktorý je zastúpený hlavne v okolí Polianky. Je tvorený flyšovým striedaním slieňovcov a pieskovcov s polohami organogénnych vápencov. Vývoj Starej Turej je transgresívny a v prevažnej časti územia tektonicky poklesnutý. Na povrch vystupujú iba mladšie členy lubinskej formácie tvorenej flyšovým súvrstvím s pieskovcami, piesčitými vápencami, lavicami a blokmi riasovo-koralových vápencov, slieňmi a zlepencami. Vývoj Bradla je typický transgresívnymi zlepencami, ktoré prechádzajú do súvrstvia karbonátových pieskovcov a slieňov. Vyššie je senón reprezentovaný mocným súvrstvím santónskeho flyšu a pestrými slieňmi. Najvrchnejší senón tvoria orbitoidové vápence, inoceramové sliene, orbitoidové zlepence a flyš. Po krátkom hiáte v dáne nastupuje nový sedimentačný cyklus tvorený flyšom s exotickými zlepencami a olistolitmi organodetritických riasovo-koralových vápencov vrchného paleogénu. Najvyššie je spodnoeocénne súvrstvie s polohami pestrých ílov.

Neogénne sedimenty vystupujú v páse medzi Podbrančom, Bukovcom, Štverníkom a Jablonicou a v širšom okolí Krajného. Vo vývoji neogénu sú na území regiónu známe dva samostatné sedimentačné cykly: prvý v rozsahu egenburg – otnang (bazálne zlepence a pieskovce, pieskovce a piesky s polohami zlepencov, vápnité pieskovce a ílovce); druhý cyklus tvoria sedimenty karpatu (jablonické zlepence s exotickým materiálom, slieňovce a vápnité pieskovce).

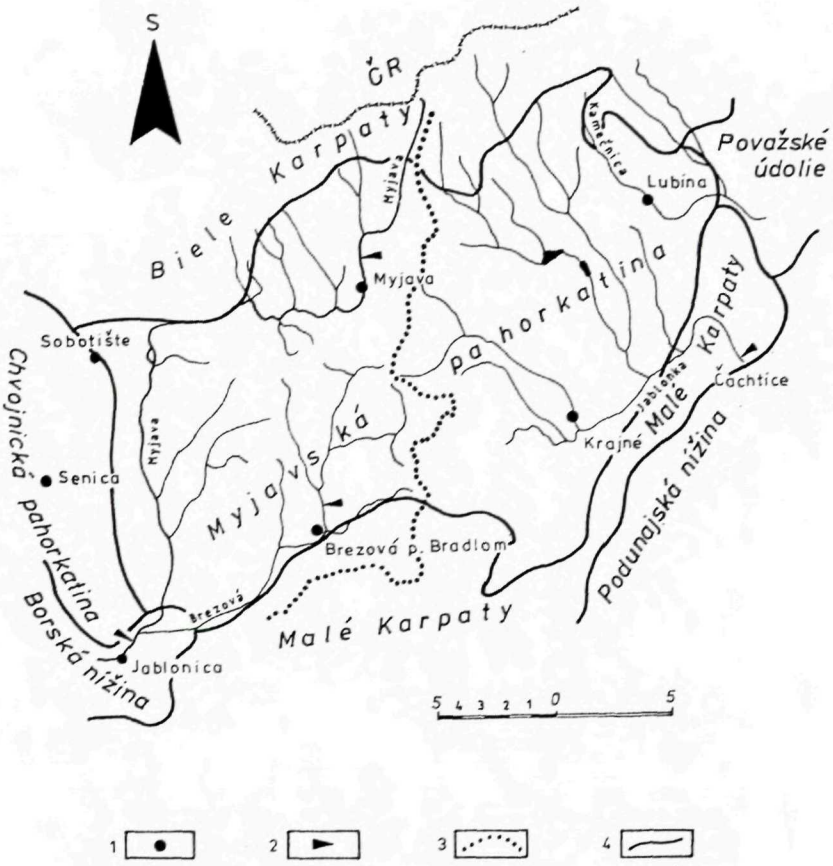
V skúmanom území pomerne veľkú rozlohu zaberajú kvartérne sedimenty. V údoliach riek sa stretávame s fluviálnymi sedimentmi údolných nív. Deluviálne piesčito-hlinité sedimenty sú vyvinuté na svahoch väčšiny územia. Ich zloženie závisí predovšetkým od skalného podložia.

Predkladaná práca podáva súbor doterajších hydrogeologických a hydrogeochemických poznatkov o Myjavskej pahorkatine.

Fyzicko-geografická charakteristika

Myjavská pahorkatina je súčasťou geomorfologickej oblasti slovensko-moravských Karpát. Na základe svojej depresnej pozície medzi Bielymi a Malými Karpatmi je vlastne medzihorím medzi týmito dvoma vyššími geomorfologickými celkami (obr. 1). Na západe susedí s Chvojnickou pahorkatinou a Borskou nížinou, na východe s Považským podolím.

Najvyšší bod Myjavskej pahorkatiny je v jej sv. výbežku pri kopanici U Kopcov (580 m n. m.). Najnižšími bodmi územia (209 m n. m.) sú dná dolín riek Myjavy pri Osuskom a Jablonky pri Hrachovišti.



Obr. 1 Poloha Myjavskej pahorkatiny s lokalizáciou vybraných zrážkomerných staníc a merných objektov na povrchových tokoch
1 — zrážkomerná stanica, 2 — merný objekt, 3 — rozvodnica, 4 — hranice geomorfologických celkov

Charakter reliéfu územia je úzko späté s litologicko-štruktúrnym charakterom jeho geologického podložia. STANKOVIANSKY (1982) rozlíšil 5 typov reliéfu, a to hladko modelovaný reliéf pahorkatín, nižších vrchovín, vyšších vrchovín, hornatín a ostro modelovaný bradlový reliéf. Pahorkatinný, vrchovinný a hornatinný reliéf sa vyznačuje prevahou erózno-denudačných foriem ako chrbty, stráne, doliny, úvaliny, holocénne dolinové zárezy a výmole. Štruktúrne formy sú typické pre bradlový reliéf. Sú zastúpené rozličnými typmi tvrdošov, ktorých podstatná časť je sústredená v oblasti bradlového pásma, najmä v geomorfologických podcelkoch Brančských a Bošáckych bradiel. Tvrdoše sa vyskytujú v menšej miere i mimo bradlového pásma. Najvýznamnejší z nich je Bradlo, tvorený z odolných vrchnokriedových vápencov. Z erózno-

akumulačných foriem sa v predmetnom území vyskytujú iba nivy a gravitačné stráňové tvary. Vzhľadom na to, že veľká časť študovaného územia je budovaná flyšovými horninami a pokrytá nespevnenými zvetralinami, sú tu veľmi časté zosuny. Z akumulačných foriem reliéfu rozlišujeme náplavové a sutinové kužele a penovcové formy. Antropogénne formy v opisovanom území sú hlavne ťažobného, dopravného, poľnohospodárskeho, vodohospodárskeho a stavebného charakteru.

Hydrologické pomery

Myjavská pahorkatina patrí hydrologicky do dvoch povodí: povodia Moravy a Váhu. Strechovitá poloha územia Myjavskej pahorkatiny je nevýhodná. Relatívne krátke toky rýchlo odvádzajú vodu z územia a neumožňujú jej bezprostredné využitie.

Západnú polovicu územia odvodňuje do Moravy rieka Myjava so svojím najväčším prítokom – riekou Brezová. Do Váhu odvádzajú vody zo študovaného územia Holeška, Jablonka a Kamečnica. Hustota riečnej siete sa pohybuje medzi hodnotami 0,1 až 0,5 km/km^2.

Obraz o charaktere odtokových pomerov územia poskytujú údaje z vodočetnej stanice Myjava a Jablonica na rieke Myjava, Brezová pod Bradlom na rieke Brezová a Čachtice na Jablonke (tab. 1). Na obr. 1 je znázornená lokalizácia vybraných merných objektov na povrchových tokoch.

Na zlepšenia vodohospodárskej situácie a vodohospodárskej bilancie boli v území vybudované priehrady a vodné nádrže. Najdôležitejšie sú vodné dielo Stará Myjava a vodné dielo Dubník I a II.

Tab. 1 Priemerný špecifický mesačný a ročný odtok

Povodie	Plocha povodia km^2	Stanica	Rok	Priemerný špecifický mesačný odtok l . s^{-1} . km^{-2}				
				XI.	XII.	I.	II.	III.
Myjavy	31,39	Myjava	1987	1,88	2,96	9,49	31,32	28,54
			1988	3,44	12,36	8,19	9,72	23,70
			1989	1,40	7,30	1,40	4,68	10,58
Myjavy	38,45	Jablonica	1987	2,17	3,11	5,98	17,65	14,43
			1988	4,02	7,66	6,71	6,93	16,94
			1989	3,40	5,19	4,23	5,42	5,35
Brezovej	35,86	Brezová pod Br.	1987	1,09	1,65	5,58	16,98	21,25
			1988	2,87	4,77	5,58	4,38	26,97
			1989	0,98	1,78	3,99	4,74	7,22
Jablonky	163,25	Čachtice	1987	2,57	3,95	8,78	16,7	9,69
			1988	3,50	10,37	3,98	4,78	18,00
			1989	3,07	6,79	4,02	7,81	7,63

Klimatické pomery

Klíma študovaného územia je diferencovaná v závislosti od reliéfu, a to predovšetkým jeho vertikálnej členitosti.

Podľa klasifikácie Končeka (Atlas podnebia ČSSR, 1959; Atlas SSR, 1980) podstatnú časť územia Myjavskej pahorkatiny tvorí mierne teplá klimatická oblasť, ktorá je charakterizovaná menej ako 50 letnými dňami v roku. V priľahlej oblasti Bielych Karpát sa nachádza vlhká podoblasť. Vlastnú Myjavskú pahorkatinu zaberá mierne vlhká podoblasť. Teplá klimatická oblasť sa rozprestiera na 2 – 3 km širokom pruhu územia pozdĺž rieky Myjavy v priestore Prietrž – Osuské a na cípe územia na JV.

Chod priemerných mesačných hodnôt teploty vzduchu ukazuje tab. 2. Uvedené teploty však nemôžu charakterizovať celé územie, najmä z dôvodov jeho značného vertikálneho členenia. Teploty s rastúcou nadmorskou výškou postupne klesajú.

Priemerný ročný úhrn zrážok za roky 1931 – 1960 na vybraných zrážkomerných staniciach v Myjavskej pahorkatine je 646 – 700 mm (tab. 3). V tab. 4 sú priemerné ročné zrážkové úhrny za roky 1987, 1988 a 1989, keď prebiehal hydrogeologický výskum. Porovnaním týchto zrážkových úhrnov s dlhodobými priemermi vyplýva, že rok 1987 bol približne o 12 % vlhkejší, rok 1988 o 7 % suchší a rok 1989 až o 24 % suchší ako dlhodobý priemer.

Priemerný ročný výpar podľa Tomlaina (Atlas SSR, 1980) je 489 mm.

pokračovanie tab. 1

Priemerný špecifický mesačný odtok $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$							Ročný priemer
IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	
25,14	31,00	21,89	7,26	4,33	3,95	3,03	14,11
14,72	7,90	6,97	4,97	6,24	3,09	1,69	8,60
7,87	3,73	2,23	1,59	2,39	1,62	0,96	3,82
11,76	14,44	18,87	5,19	4,03	3,40	3,95	8,68
12,18	5,74	4,86	3,13	2,30	2,98	3,00	6,37
4,25	3,88	3,58	2,14	1,59	1,93	1,62	3,52
14,81	11,71	16,54	7,22	3,82	2,82	1,87	8,87
16,48	6,11	3,99	9,29	2,43	2,43	1,31	6,64
4,55	3,29	3,63	1,09	1,37	1,37	1,25	2,90
10,10	12,4	8,38	4,82	3,66	3,66	3,60	7,27
13,90	6,67	5,83	2,74	3,15	3,15	2,76	6,58
5,81	3,47	3,31	3,82	1,02	1,02	0,86	4,07

Tab. 2 Priemerná teplota vzduchu za obdobie 1931 — 1960 v °C

Stanica	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Myjava	-3,8	-1,8	2,7	8,2	13,2	16,2	18,2

Stanica	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Rok
Myjava	17,7	14,2	8,6	3,3	-0,8	8,0

Hydrogeologické pomery

V roku 1990 bol dokončený regionálny hydrogeologický výskum Myjavskej pahorkatiny (Čechová – Vrana, 1990). Je to prvá regionálne zameraná hydrogeologická práca z tejto oblasti. Dovtedy boli hydrogeologické pomery územia len stručne zhodnotené v rámci regionálneho geologického mapovania (Kullman in Salaj et al., 1965; Kullman in Began – Hanáček – Mello – Salaj, 1982) a vo vysvetlivkách ku geologickej mape 1 : 200 000, list Trnava (Kullman et al., 1975). Vo vysvetlivkách ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát (Salaj et al., 1987) jednotlivé litostratigrafické celky Myjavskej pahorkatiny hydrogeologicky charakterizovala Čechová. Ojedinelé informácie o hydrogeologických pomeroch podávajú i výsledky lokálnych hydrogeologických prieskumných prác súvisiacich so zabezpečovaním zdrojov podzemných vôd na vodárenské účely.

Hydrogeologická charakteristika litostratigrafických jednotiek

Na základe geologickej stavby Myjavskej pahorkatiny sme v predmetnom území vyčlenili tieto hydrogeologické celky:

a) paleogénu flyšového pásma,
b) mezozoika bradlového pásma a klapskej jednotky,
c) senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny,
d) neogénnych sedimentov,
e) kvartérnych sedimentov.

Hydrogeologická charakteristika sedimentov flyšového pásma

Magurský flyš (bielokarpatská jednotka) tvorí severné ohraničenie Myjavskej pahorkatiny. Prevládajúcou horninou sú drobové pieskovce, ktoré sa striedajú s ílovcami. V tomto komplexe hornín rozhodujúci význam ako hydrogeologický

Tab. 3 Priemerné úhrny zrážok za obdobie 1931 — 1960 v mm

Stanica	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	IV. — IX.	X. — III.	Rok
Brezová pod Bradlom	44	40	43	42	62	68	77	68	37	54	69	53	354	303	657
Jablonica	43	42	44	40	60	70	75	70	40	55	58	50	355	292	647
Myjava	41	37	43	45	64	79	84	75	44	59	63	47	391	290	681
Lubina	51	48	48	40	63	72	80	68	41	60	66	57	364	330	694
Turá Lúka	43	44	45	48	66	80	85	74	44	59	62	50	397	303	700
Senica	40	37	41	41	65	78	82	75	42	54	50	41	383	263	646

Tab. 4 Priemerné úhrny zrážok za roky 1987, 1988 a 1989

Stanica	1987			1988			1989		
	IV. — IX.	X. — III.	rok	IV. — IX.	X. — III.	rok	IV. — IX.	X. — III.	Rok
Brezová pod Bradlom	487	340	867	341	352	693	350	176	526
Jablonica	438	255	693	314	259	573	451	168	619
Myjava	480	347	827	304	360	664	275	183	458
Lubina	445	359	804	311	402	713	347	211	558
Krajné	414	293	707	316	272	588	310	156	466
Sobotište	381	259	640	300	310	610	303	175	478
Senica	390	248	638	258	262	520	281	143	424

kolektor má pripovrchová zóna rozvoľnenia horninového masívu, prípadne tektonicky porušené puklinové pásma. Ako celok sa súvrstvie vyznačuje puklinovou priepustnosťou. Pramene v skúmanom území sú prevažne puklinové, vrstvové, puklinovo-sutinové alebo sutinové. Sú viazané na terénne depresie a tektonicky porušené zóny. Majú malú výdatnosť, ktorá len zriedka prekračuje 1 l . s^{-1}, napr. prameň Košiarka 1, ktorého priemerná výdatnosť za roky 1986 – 1989 je 2,27 l . s^{-1} (údaje SHMÚ).

Kvantitatívne údaje o hydraulických parametroch magurského flyšu skúmanej oblasti sú len sporadické. Sú to údaje z plytkých vrtov v pripovrchovej zóne, ktoré boli realizované pri vyhľadávaní zdrojov vody na lokálne využitie, napr. vrty v Topoleckej pri Starej Turej (tab. 5).

Tab. 5 Základné údaje o čerpacích skúškach z vrtov v paleogénnych sedimentoch flyšového pásma

Lokalita Vrt Autor, rok	Stručný litologický profil	Statická hladina (m) skúšaný úsek	Max. výdatnosť l . s^{-1}	Zníženie (m)	Špecifická výdatnosť l . s^{-1} . m^{-1}
Topolecká HT-1 M. Šarlayová, 1978	Kvartér: 0,5 ornica 4,0 zahlinené valúny pieskovca Paleogén: 30,0 jemnozrnný pieskovec	-2,47 15 — 25	0,3	12,46	0,05
Topolecká J. Hruška, 1970	Kvartér: 0,4 hlina 7,8 štrk piesčitý zahlinený Paleogén: 16,0 pieskovec	-2,6 8 — 14	1,2	6,0	0,2

Pripovrchovú zónu skúmaného úseku karpatského flyšu môžeme charakterizovať ako slabo priepustnú s prietočnosťou IV. triedy (koeficient prietočnosti rádovo 1 . 10^{-4} – 1 . 10^{-5} m^2 . s^{-1}).

Hydrogeologická charakteristika mezozoika bradlového pásma a klapskej jednotky

Hydrogeologické pomery mezozoika bradlového pásma a klapskej jednotky ovplyvňuje predovšetkým ich zložitá geologická tektonická stavba a pestré litologické zloženie. Ide

o súvrstvia pestrých bridlíc, kremencov, piesčitých vápencov, piesčitých bridlíc, škvrnitých slieňov, slienitých vápencov, krinoidových vápencov, pieskovcov, bridlíc, zlepencov, rádiolárioových vápencov a hľuznatých vápencov.

Z tohto komplexu hornín majú najvyššiu prietočnosť krinoidové vápence v oblasti Podkoziniec. Veľmi nízku prietočnosť majú slienité vápence a sliene. Sú slabo priepustné až nepriepustné a majú charakter hydrogeologického izolátora. Piesčité vápence, hľuznaté vápence, rádiolarity, zlepence a kremence sa vyznačujú puklinovou priepustnosťou. Puklinové a vrstvové vývery, ojedinele vystupujúce z málo priepustných súvrství, sú obvykle viazané na tektonicky porušené oblasti. Ich výdatnosť je malá, väčšinou do 0,1 l . s^{-1}.

O hydraulických parametroch spomínaných litologických typov hornín nemáme takmer žiadne údaje. V skúmanom úseku bradlového pásma bolo realizovaných len niekoľko vrtov v oblasti Podbranča. Vrtom HP-2 (Šarlayová, 1976) boli hydrogeologicky overené tektonicky porušené vápence. Na dané pomery je pozoruhodná vysoká špecifická výdatnosť vrtu – až 2 l . s^{-1} . m^{-1}. Poukazuje to na veľký význam lokálnych priečnych zlomov, ktoré majú významný drenážny účinok. Dokazuje to i skutočnosť, že vo vrtoch nachádzajúcich sa v blízkosti, ktoré nezasiahli tektonicky porušenú zónu, neboli zaznamenané prakticky žiadne prítoky podzemnej vody.

Hydrogeologická charakteristika sedimentov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny

Komplex hornín senónu a paleogénu má veľmi pestré litologické zloženie a zložitú tektonickú stavbu. Doteraz sa tento komplex hodnotil z hľadiska zdrojov vody ako málo priaznivý a prakticky bez významnejších pramenných vývervov. Vystupuje tu však viacero prameňov, ktoré sú v skúmanej oblasti veľmi významné a sú využité na zásobovanie menších obcí. Je to napr. prameň Vančiak (1,0 l . s^{-1}) a významná je i pramenná línia vo Vlčej doline (5,0 l . s^{-1}).

Zo súvrstvia senónu a paleogénu najvyššiu prietočnosť majú zlepence a pieskovce (kravárikovské súvrstvie), riasovo-koralové vápence a zlepence (súvrstvie Dedkovho vrchu) a organodetritické a organogénne vápence (vápence Širokého bradla). Pre tieto sedimenty je charakteristická puklinová, resp. puklinovo-medzizrnová priepustnosť. Väčšina prameňov je puklinová, bariérová, alebo sutinová. Niektoré pramene dosahujú výdatnosť i niekoľko l . s^{-1}.

Pomerne malou puklinovou priepustnosťou sa vyznačuje flyšové lubinské súvrstvie tvorené vápencami, zlepencami, pieskovcami a slieňovcami. Flyšové súvrstvie s prevahou slieňov vystupuje ako regionálny izolátor, v ktorom ako kolektor pôsobí len pripovrchová zóna. Lokálne tu vystupujú sliene, ktoré pôsobia ako izolátory. Z hydrogeologického hľadiska majú funkciu bariéry, alebo pôsobia ako medzivrstvové izolátory.

O sedimentoch senónu a paleogénu skúmanej oblasti chýbajú údaje, ktoré by umožnili podať reprezentatívnu regionálnu charakteristiku ich hydraulických parametrov. K dispozícii sú len údaje z troch vrtov. Vrt HVL-1 Lubina (Drevenák,

1973) hlboký 17 m je situovaný do flyšového lubinského súvrstvia. Na základe čerpacej skúšky sme pre dané podmienky pomocou odvodnenia priemernej logaritmickej prepočtovej diferencie d (JETEL, 1985) odhadli koeficient prietočnosti T = 2,67 . 10^{-4} m^2 . s^{-1} a koeficient filtrácie k = 4,85 . 10^{-5} m . s^{-1}.

Vrt HVKŠ-1 Košariská (BUKVA, 1984) bol situovaný do flyšového súvrstvia Hurbanovej doliny. Pre dané podmienky sme pri čerpacej skúške odvodili koeficient prietočnosti T = 1,45 . 10^{-4} m^2 . s^{-1} a koeficient filtrácie k 7,29 . 10^{-5} m . s^{-1}.

V rámci hydrogeologického výskumu (ČECHOVÁ – VRANA, 1990) bol realizovaný hydrogeologický vrt MPČ-1 (150 m hlboký), situovaný do veľmi zložitej, tektonicky porušenej oblasti Brezovej pod Bradlom. Vrt zachytil sliene a slieňovce senónu, ktoré, ako preukázali vzorky vrtného jadra, sú vo vztýčenej pozícii. Z tohto dôvodu hĺbka vrtu (150 m) nestačila na navŕtanie zlepencov a pieskovcov senónu, prípadne triasových dolomitov. Vzhľadom na malé prítoky vody do vrtu bol vrt hydraulicky odskúšaný len krátkodobými etážovými stupňovitými čerpacími skúškami, a to počas vŕtania pri hĺbke 55 m a na konci vŕtania. Maximálna dosiahnutá výdatnosť na vrte bola 0,05 l . s^{-1} pri znížení s = 33 m. Výsledky čerpacích skúšok sú v tab. 6. Nízke

Tab. 6 Výsledky čerpacích skúšok na vrte MPČ-1

Dátum čerpania	Hĺbka vrtu (m)	Otvorený úsek (m)	T (m^2 . s^{-1})	k (m . s^{-1})	Q (l . s^{-1})	s (m)
22. — 24. 9. 1989	55	10 — 55	1,39 . 10^{-6}	3,08 . 10^{-6}	0,13	15
8. — 10. 10. 1989	150	14,2 — 45 50 — 150	2,89 . 10^{-7}	2,21 . 10^{-9}	0,05	33

hodnoty "T" a "k" potvrdili, že sliene senónu majú z hydrogeologického hľadiska funkciu izolátora.

Hydrogeologická charakteristika neogénnych sedimentov

Neogénne sedimenty budujú z. časť Myjavskej pahorkatiny a jv. časť v úseku Hrašné – Vaďovce – Podkylava.

Neogén Myjavskej pahorkatiny sa v minulosti z hľadiska zdrojov vody pokladal za nepriaznivý, avšak hydrogeologický výskum (ČECHOVÁ – VRANA, 1990) spolu s niekoľkými lokálnymi hydrogeologickými prieskumami v oblasti Prietrže a Bukovca ukázal, že sedimenty neogénu sú v záujmovej oblasti najvýznamnejšími kolektormi podzemných vôd. Sú to predovšetkým bazálne transgresívne zlepence a pieskovce

egenburgu a karpatu (jablonické zlepence). Zlepence egenburgu majú prevažne karbonatický charakter, čo vytvára podmienky okrem puklinovej a medzizrnovej priepustnosti i na krasovú priepustnosť. Egenburské zlepence a pieskovce sú na povrchu značne zvetrané, čo umožňuje dobrú infiltráciu vôd do horninového prostredia. Z týchto sedimentov vystupujú významné pramene (napr. prameň "Dolný" v Žriedlovej doline a pramene "Hlavina 1 a 2" pri Vaďovciach).

Tab. 7 Základné údaje o čerpacích skúškach z vrtov v neogénnych sedimentoch

Lokalita Vrt Autor, rok	Litologický profil	Statická hladina (m) otvorený úsek	Maximálna výdatnosť ($l \cdot s^{-1}$)	Zníženie (m)	Špecifická výdatnosť ($l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$)
Prietrž HP-1 E. JENDRAŠŠÁK, 1974	Q: 11,0 ílovitá hlina s úlomkami pieskovca N: 35,0 pieskovec, miestami zlepenec	-2,07 21,0 — 31,0	1,9	17,26	0,17
Prietrž HP-2 E. JENDRAŠŠÁK, 1975	Q: 2,0 hlina piesčitá N: 5,0 zvetraný pieskovec 60,0 pieskovec	-1,64 52,0 — 72,5	1,5	23,5	0,05
Prietrž HP-3 E. JENDRAŠŠÁK, 1980	Q: 5,0 hlina N: 5,7 íl 25,5 pieskovec 81,0 striedanie pieskovcov a ílovcov	-1,64 52,0 — 72,5	1,5	23,5	0,05
Žriedlová dolina HGB-1 E. MACHMEROVÁ, 1986	Q: 4,0 hlina N: 24,0 ílovitý vápenec s vložkami pieskovca 85,0 karbonatické pieskovce	+ 2,5 32 — 74,0	4,3	23,15	0,2

V nadloží pieskovcov a pieskov vystupuje komplex rytmicky sa striedajúcich vápnitých pieskovcov a ílovcov. Súvrstvie má charakter nepravidelného striedania väčšieho počtu vrstvových puklinovo-pórových kolektorov a izolátorov. Podobný charakter má i súvrstvie slieňovcov a vápnitých pieskovcov karpatu v nadloží jablonických zlepencov.

Neogénne sedimenty sú odvodňované formou puklinových, vrstvových a bariérových prameňov, pričom dôležitú úlohu zohráva zlomová tektonika.

V území budovanom neogénnymi sedimentmi sa uskutočnilo niekoľko hydrogeologických vrtov, ktoré charakterizujú hydraulické vlastnosti neogénnych sedimentov (tab. 7). Egenburské pieskovce charakterizujú výsledky vrtu HGB-1 (MACHMEROVÁ, 1986), ktorý je situovaný v Žriedlovej doline. Bol zdokumentovaný napäty horizont podzemnej vody v pieskovcoch v podloží ílovcov s vložkami pieskovcov. Sledovaním výdatnosti zachyteného prameňa "Dolný" v Žriedlovej doline, cca 700 m vzdialeného od vrtu, nebol preukázaný žiadny súvis s vrtom HGB-1.

V roku 1990 bol v rámci regionálneho geologického výskumu realizovaný geologický vrt MPČS-1 v Kostolnom, na ktorom boli urobené čerpacie skúšky. Vrt mal takýto geologický profil:

0,00 – 4,0 m	– hliny, íly; kvartér;
4,0 – 15,0 m	– piesky, drvina; neogén;
15,0 – 71,5 m	– hrubozrnné pieskovce a zlepence; neogén;
71,5 – 108 m	– slieňovce s polohami zlepencov; neogén;
108 – 133 m	– piesčité ílovce, pieskovce; neogén;
133 – 343 m	– striedanie ílovcov, siltovcov a pieskovcov; paleogén.

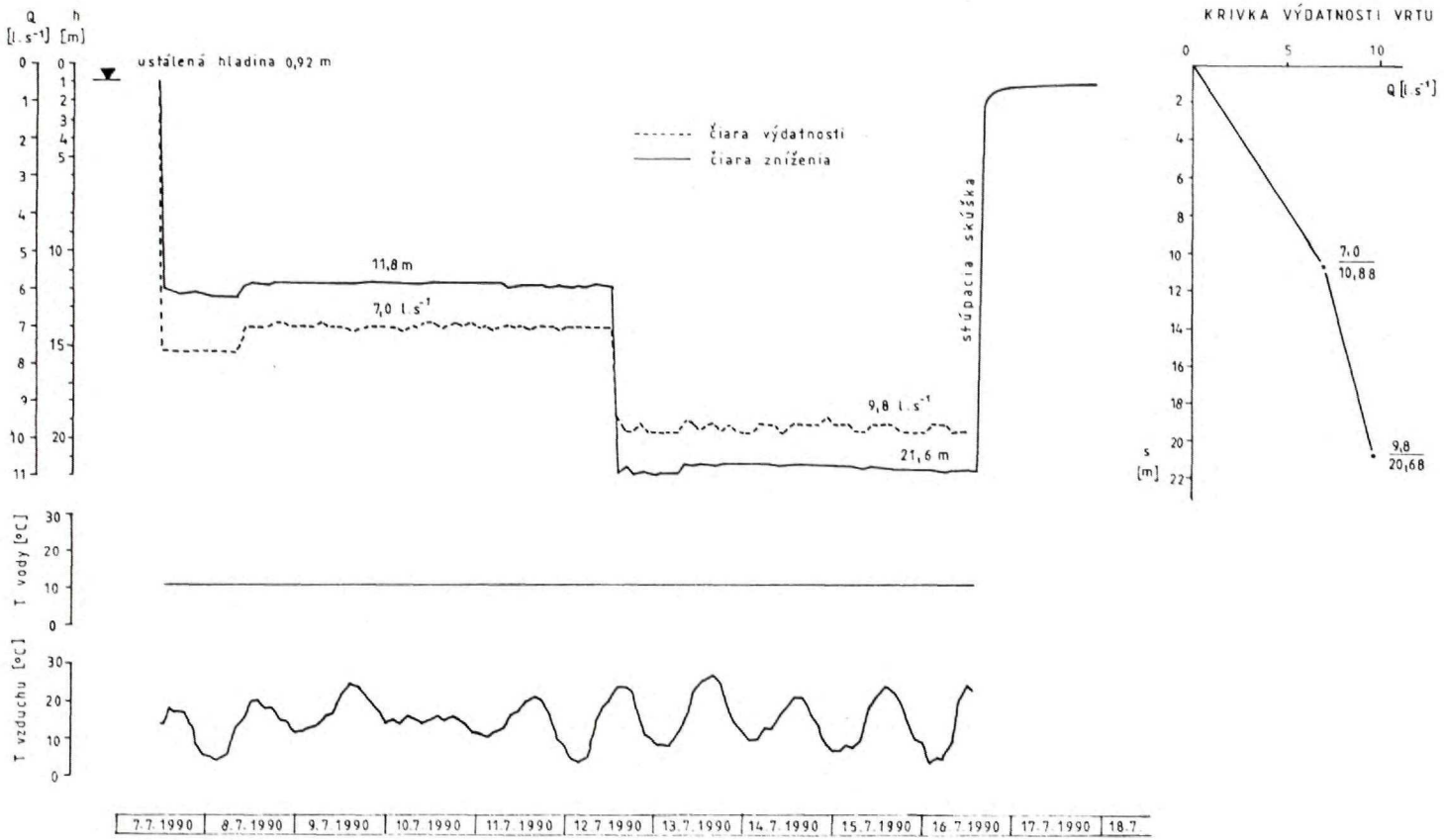
Hranicu medzi neogénom a paleogénom predpokladáme v hĺbke 133 m, kde dochádza k výraznej zmene úložných pomerov vo vrte (vrstvy sú takmer vertikálne vztýčené).

Základné údaje o čerpacích skúškach a hydraulických parametroch sú v tab. 8. Na obr. 2 je znázornený priebeh čerpacej a stúpacej skúšky.

Tab. 8 Základné údaje o čerpacích skúškach a hydraulických parametroch na vrte MPČS-1

Dátum čerpacej skúšky	Hrúbka vrtu (m)	Statická hladina (m)	Maximálna výdatnosť ($l \cdot s^{-1}$)	Príslušné zníženie (m)	T ($m^2 \cdot s^{-1}$)
18. 5. — 19. 5. 1990	90,5	-1,1	5	6,1	$1,02 \cdot 10^{-2}$
19. 6. — 20. 6. 1990	280,0	-0,3	7,66	14,86	$1,078 \cdot 10^{-3}$
29. 6. — 3. 7. 1990	343	-0,3	12,25	34,70	$4,48 \cdot 10^{-3}$
7. 7. — 16. 7. 1990	343	-0,92	9,8	20,69	$4,48 \cdot 10^{-3}$

Prietočnosť v rozsahu $1,078 \cdot 10^{-3} - 4,48 \cdot 10^{-3}$ $m^2 \cdot s^{-1}$ nám v danom mieste charakterizuje navŕtané neogénne pieskovce a zlepence i podložné flyšové sedimenty paleogénu. Podľa hydrokarotážnych meraní najvýznamnejší prítokový interval vo vrte je viazaný na polohu psamitov v hĺbke 123,5 – 130,5 m. Druhý významný prítok je v hĺbke 86,2 m viazaný na silno kavernózne piesčito-vápnité sedimenty. Chemické analýzy a stála teplota vody počas čerpacej skúšky potvrdili, že čerpaná voda nemá súvis s povrchovým tokom.



Obr. 2 Priebeh čerpacej a stúpacej skúšky na vrte MPČS-1 Kostolné

Hydrogeologická charakteristika kvartérnych sedimentov

Podzemné vody sú v kvartéri viazané na deluviálne, proluviálne a fluviálne sedimenty.

Deluviálne sedimenty sú v skúmanom území značne rozšírené. Sú to piesčito-hlinité sedimenty, ktoré sa hromadia na úpätiach strmších svahov, alebo pokrývajú miernejšie svahy po celej ich dĺžke. Majú medzizrnovú priepustnosť. Vo vyšších častiach svahov obyčajne nevytvárajú súvislejší horizont. Sú odvodňované malými nestálymi sutinovými prameňmi.

Najvýznamnejšími kvartérnymi kolektormi sú fluviálne sedimenty údolných nív. Vyznačujú sa medzizrnovou priepustnosťou, a hlavne v údoliach väčších riek i vysokou prietočnosťou, ktorá vo veľkej miere závisí od ich hrúbky a zahlinenosti. Pokiaľ koryto rieky nie je zakolmatované, majú podzemné vody hydraulický vzťah s riekou a často preberajú jej kvalitu.

Hrúbka fluviálnych sedimentov v Myjavskej pahorkatine nepresahuje 10 m. Na báze sa nachádzajú prevažne pieskoštrky, vyššie býva sediment piesčitejšieho materiálu a na povrchu sedimenty nivnej fácie s piesčitými hlinami a povrchovými pieskami. V oblasti Hradišťa pod Vrátnom boli vo fluviálnych sedimentoch rieky Brezová navŕtané rašelinové sedimenty, resp. hnilokalové sapropelity, negatívne ovplyvňujúce kvalitu podzemných vôd. Najvýznamnejšou poriečnou nivou v hodnotenom území je poriečna niva Brezovej medzi Brezovou pod Bradlom a Osuským a poriečna niva dolnej časti rieky Myjavy (tab. 9).

Prietočnosť fluviálnych sedimentov ostatných tokov môžeme na základe niekoľkých hydrogeologických vrtov charakterizovať ako strednú (napr. v povodí Kamečnice) až nízku (v malých poriečnych nivách menších potokov, ktoré dosahujú malú hrúbku a bývajú často zahlinené).

Obeh podzemných vôd a ich vzťah k povrchovým vodám

Obeh podzemných vôd v skúmanej oblasti je veľmi zložitý, hlavne vzhľadom na časté striedanie rôznych litologických typov hornín (kolektorov i izolátorov) a zložitú zlomovú tektoniku. Vzťah podzemných a povrchových vôd bol posúdený na základe výsledkov hydrometrovacích prác na povrchových tokoch a štúdiom režimu prameňov (Čechová – Vrana, 1990).

V oblasti budovanej flyšovými sedimentmi bielokarpatskej jednotky magurského paleogénu podzemná voda odteká väčšinou pripovrchovou zónou rozvoľnenia. Pramene sú viazané na terénne depresie, erózne ryhy, pukliny, tektonické zóny a často na rozsiahlejšie pleistocénne alebo recentné zosuny. Vo vonkajšom flyšovom pásme sú časté i vrstevné pramene viazané na kontakty psamitických a pelitických členov flyšového komplexu. Výdatnosti prameňov sú malé a v suchých obdobiach značná časť výverov zaniká.

Tab. 9 Hydrogeologické a filtračné parametre z vybraných vrtov v alúviu Brezovej

Lokalita Vrt	Stručný litologický profil	Statická hladina (m)	Maximálna výdatnosť ($l \cdot s^{-1}$)	Zníženie (m)	Špecifická výdatnosť ($l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$)	"k" ($m \cdot s^{-1}$)	Autor Rok
Brezová pod Bradlom HVB-3	1,0 — piesčitá hlina 4,8 — hlinitý piesok 9,8 — štrk s pieskom 13,5 — ílovitá bridlica	-1,0	3,3	1,18	3,57	$3,29 \cdot 10^{-4}$	I. Valušiak, 1986
Hradište pod Vrátnom HV-2	0,5 — navážka 1,5 — ílovitá hlina 8,5 — íl 10,4 — zahlinené štrky 12,0 — sivý íl	0,0	6,0	6,4	1,56	$4,06 \cdot 10^{-4}$	M. Némethiová, 1979
Osuské HVO-1	0,7 — piesčitá hlina 3,0 — tmavosivý íl 9,0 — zaílovaný štrk 9,4 — balvany pieskovcov a zlepencov	-0,17	7,4	4,73	2,0	$2,68 \cdot 10^{-4}$	M. Šarlayová, 1982
Osuské HVO-2	1,0 — hlina 3,0 — tmavosivý íl 9,0 — ílovito-piesčitý štrk 9,4 — balvany pieskovcov a zlepencov	-0,04	5,7	4,82	1,28	$2,11 \cdot 10^{-4}$	M. Šarlayová, 1982
Jablonica HVJ-2	2,0 — spraš 3,0 — piesčitý íl 3,4 — hlinitý štrk 8,5 — piesčitý štrk 10,0 — piesčitý íl	-2,4	5,2	2,8	3,1	$2,07 \cdot 10^{-4}$	V. Bátory, 1974

Pre časť územia budovaného flyšovými sedimentmi bielokarpatskej jednotky máme k dispozícii i pozorovania prietokov na povrchovom toku Myjava z roku 1987 – 1989, na základe ktorých sme vyčlenili podzemný odtok metódou Fostera a ako 355-dňovú vodu (minimálny podzemný odtok). Výsledky sú v tab. 10 a charakterizujú špecifický odtok podzemných vôd sedimentov vonkajšieho flyšového pásma.

Tab. 10 Špecifický podzemný odtok z flyšových sedimentov magurského paleogénu

Povodie Plocha	Rok	Špecifický podzemný odtok ($l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	
		minimálny	podľa Fostera
Myjava 31,39 km^2	1987	1,75	6,31
	1988	1,18	4,17
	1989	0,95	1,75
	priemer	1,29	4,08

V oblasti magurského flyšu sme hydrometrovaním povrchových tokov nezistili významnejšie prítoky podzemných vôd alebo straty do horninového prostredia.

Obeh podzemných vôd *v bradlovom pásme a v oblasti tvorenej klapskou jednotkou* je podmienený zložitou geologicko-tektonickou stavbou. V Myjavskej pahorkatine sa nenachádzajú väčšie vápencové bradlá, ktoré by umožňovali infiltrovať väčšie množstvo zrážkových vôd. Pre obeh a akumuláciu sú najvýznamnejšie jurské a kriedové vápence, piesčité vápence, rádiolarity a zlepence. Vytvárajú však len malé infiltračné plochy. Malé bradlá sú zvyčajne izolované a vytvárajú samostatné hydrogeologické štruktúry, ktoré sú odvodňované prameňmi s malou výdatnosťou (0,1 až 0,5 $l \cdot s^{-1}$). Pramene sú väčšinou bariérové, puklinové a v závere dolín i sutinové. Bariéru podzemným vodám tvoria bridlice, slienité vápence a sliene, ktoré sú v dôsledku svojho litologického charakteru málo priepustné až nepriepustné. Tieto horniny plnia funkciu izolátora, plytký obeh podzemných vôd v nich je viazaný len na zónu zvetrávania.

Hoci výdatnosť prameňov je malá (max. 0,5 $l \cdot s^{-1}$), majú pre lokálne zásobovanie význam, napr. prameň u Holičov (j. od Myjavy), ktorý vyviera z malého bradla tvoreného kalpionelovými vápencami a rádiolaritmi vo forme puklinového prameňa. Dňa 28. 7. 1987 mal výdatnosť 0,3 $l \cdot s^{-1}$ a teplotu 9 °C. Ide tu o hlbší obeh podzemnej vody vo vápencoch, čo dokazuje pomerne stála teplota vody.

Dôležitým faktorom, ktorý má významnú úlohu pri obehu, sú zlomy. Drenážny účinok má napr. zlom v západnom úseku bradlového pásma pri osade Podbranč, ktorý drénuje širšie okolie bradiel i priľahlé karbonatické zlepence egenburgu.

V bradlovom pásme s. od obce Lubina sa uskutočnil geofyzikálny prieskum (Maďar, 1987). Termometrickými meraniami na potoku Kamečnica boli zistené dve anomálie (osada Pod Kozince), ktoré zodpovedajú prestupom podzemných vôd

pravdepodobne s hlbokým obehom. Geoelektrickými meraniami bola dokumentovaná výrazná poruchová línia, ktorá prebieha v smere SV – JZ. Pruh vápencov prebiehajúci v smere JV – SZ, ktorý bol obmedzený takmer vertikálnymi odporovými rozhraniami, je zlomovým systémom rozdelený na viacero segmentov.

Flyšové *súvrstvia kriedy (senónu) a paleogénu* neposkytujú vhodné podmienky na obeh a akumuláciu podzemných vôd. Flyš s prevahou slieňov vytvára v študovanom území oblasti, ktoré majú charakter regionálneho hydrogeologického izolátora, kde môžeme hovoriť prakticky len o obehu v zóne zvetrávania. Ako izolátor pôsobia štvernícke i mosnáčovské sliene. Tieto flyšové súvrstvia a sliene majú významnú funkciu vo vzájomnom vzťahu k okolitým priepustnejším sedimentom s vyššou prietočnosťou, a to ako izolátor – bariéra podzemnej vody.

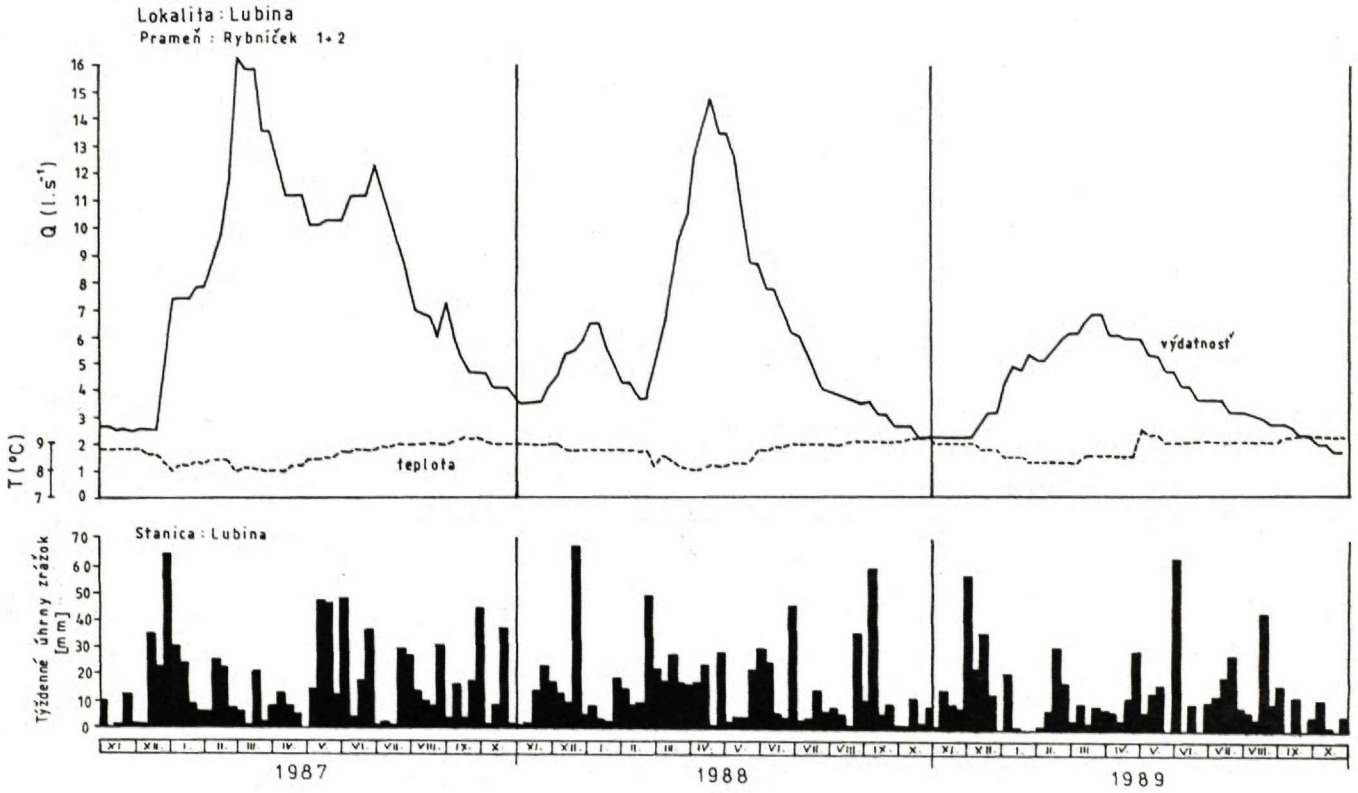
Z hľadiska obehu a akumulácie podzemnej vody v sedimentoch senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny sú najvýznamnejšie riasovo-koralové vápence, zlepence, pieskovce, organodetritické a organogénne vápence. Na tieto sedimenty je v porovnaní s flyšovými sedimentmi viazaný hlbší obeh podzemnej vody, no vzhľadom na ich malé infiltračné plochy a izolovanosť nie sú vhodné podmienky na vznik veľkých prameňov (max. niekoľko $l \cdot s^{-1}$). Môžeme tu vyčleniť niekoľko oblastí, ktoré pôsobia ako samostatné hydrogeologické štruktúry. Napr. oblasť Surovína (súvrstvie Dedkovho vrchu), tvorená organodetritickými riasovo-koralovými vápencami a machovkovými vápencami paleogénu, má charakter samostatnej hydrogeologickej štruktúry. U týchto sedimentov prevláda puklinová priepustnosť a sú odvodňované viacerými bariérovými prameňmi na ich styku s okolitými flyšovými sedimentmi. Hlavná línia bariérového odvodnenia je na jej východnom okraji. Tu vystupuje napr. prameň Vančiak, ktorý má priemernú výdatnosť 1,0 $l \cdot s^{-1}$ a prameň U Bôrikov, ktorý mal 28. 7. 1987 výdatnosť 1,5 $l \cdot s^{-1}$ a teplotu 9 °C.

Oblasť sv. od Bradla budujú organogénne a organodetritické vápence senónu, zlepence a pieskovce paleogénu. Vystupujú aj na s. a sz. okraji Krajnianskej hory. Hydrogeologický charakter týchto súvrství umožnuje väčšiu infiltráciu a akumuláciu podzemných vôd a vytvorenie väčších prameňov, ktoré sú prevažne puklinové alebo bariérové – napr. prameň v osade Končiny, alebo výdatnejšie pramene vo Vlčej doline z. od obce Matejovec (Krajné).

Treťou, z hydrogeologického hľadiska zaujímavou oblasťou je územie s. od obce Lubina. Vystupujú tu zlepence senónu, kde v silno tektonicky porušenom území na bariére tvorenej bridličnatými kalovými vápencami a slieňmi vyvierajú pramene Rybníček 1 a 2. Priebeh zmien výdatnosti a teploty za roky 1987 až 1989 je na obr. 3 a základné údaje o výdatnosti a teplote v tab. 11.

Tab. 11 Hydrogeologické údaje z prameňov Rybníček 1 a 2

Roky	Výdatnosť ($l \cdot s^{-1}$)			Teplota (°C)	
	max.	min.	∅	max.	min.
1987 — 1989	16,29	1,57	6,03	9,5	8,0



Obr. 3 Časový priebeh výdatností a teplôt prameňov Rybníček 1 a 2

Režim prameňa poukazuje na plytší obeh podzemnej vody. Výdatnosť závisí od atmosferických zrážok a vplýva na ňu hlavne jarné topenie snehu, čo sa prejavuje maximálnou výdatnosťou v marci až apríli. Maximálna výdatnosť je v jesenných mesiacoch.

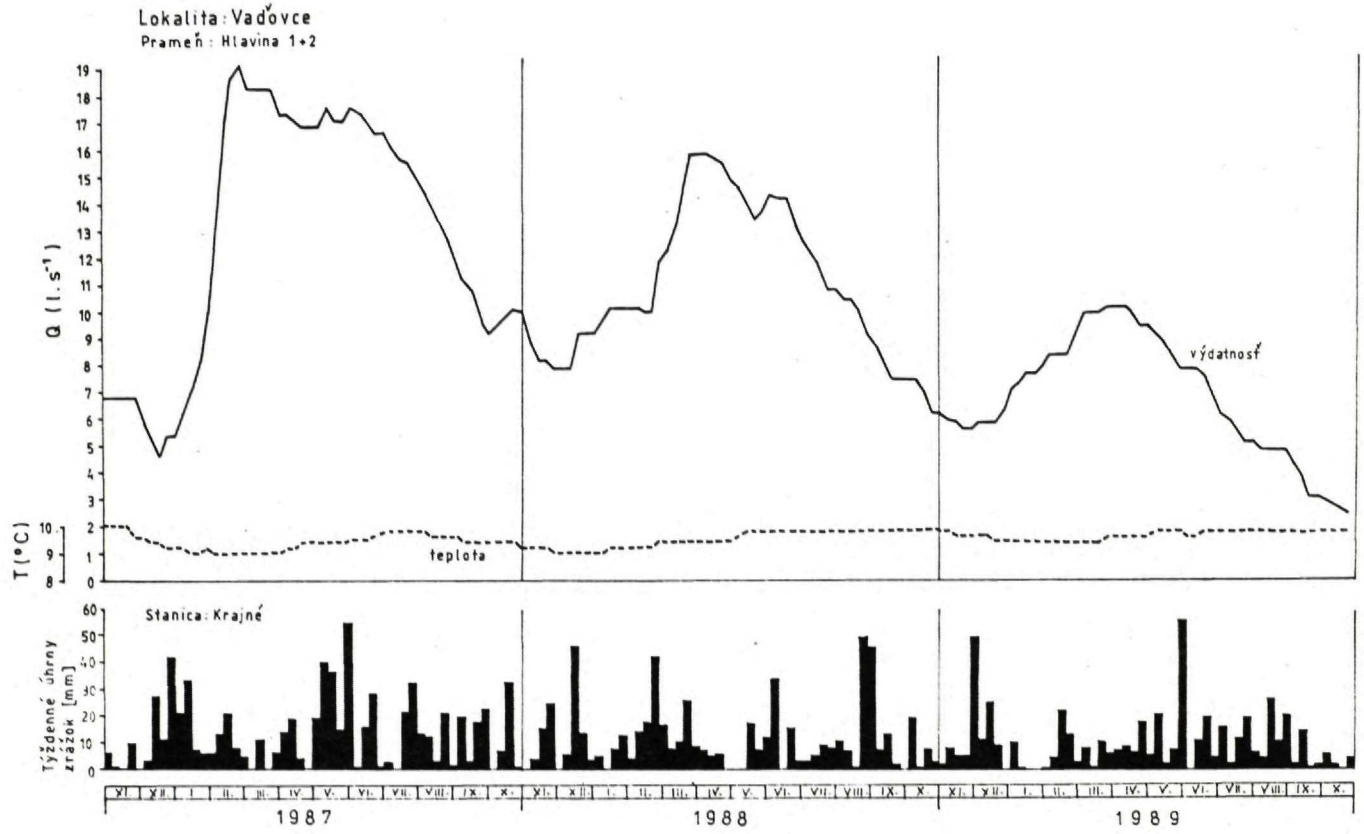
Z komplexu *neogénnych sedimentov* sú najvýznamnejšími kolektormi bazálne karbonatické zlepence, pieskovce a jablonické zlepence. Umožnujú dobrú infiltráciu vôd do horninového prostredia a hlbší obeh podzemnej vody. V západnej časti Myjavskej pahorkatiny tieto súvrstvia vytvárajú dva horizonty. Prvý vytvárajú egenburské karbonatické zlepence vystupujúce v nadloží flyšových sedimentov senónu. Sú odvodňované bariérovými, ale aj vrstevnými prameňmi. Najvýznamnejšia vývervová oblasť je v Žriedlovej doline, kde vystupujú tri bariérové pramene. Najvýdatnejší je prameň "Dolný" s priemernou výdatnosťou 5,95 l . s^{-1} (podľa pozorovania SHMÚ v r. 1985 – 1989) a prameň "Horný" s priemernou výdatnosťou 1,01 l . s^{-1} (r. 1957 – 1966). Pomerne stála výdatnosť a teplota podzemnej vody (tab. 10) poukazuje na hlbší obeh podzemnej vody. Oba pramene sú zachytené pre Brezovú pod Bradlom. Ďalším významným prameňom je prameň Horné Chalupy, ktorý zásobuje pitnou vodou obyvateľov Žriedlovej doliny. Väčší rozkyv výdatnosti a nestála teplota vody (tab. 12) sú spôsobené menšou infiltračnou plochou a plytším obehom podzemnej vody.

Tab. 12 Hydrogeologické údaje z prameňov v Žriedlovej doline

Prameň Roky	Výdatnosť (l . s^{-1})			Teplota (°C)	
	max.	min.	priemer	max.	min.
Dolný 1985 — 1989	8,44	4,32	5,95	11,0	7,8
Horný 1957 — 1966	1,3	0,78	1,08	10,5	9,5
Horné Chalupy 1971 — 1985	5,0	0,04	0,8	13,4	6,1

V nadloží egenburských zlepencov a pieskovcov je súvrstvie piesčitých slieňov a pieskovcov s vložkami piesčitých ílov, oddeľujúce vyšší horizont podzemnej vody viazaný na karbonatické zlepence karpatu.

Vo východnej časti územia v tzv. vaďovskej kryhe vystupuje v neogénnych sedimentoch niekoľko významných prameňov, napr. pramene Medveď I – IV s priemernou sumárnou výdatnosťou 11,2 l . s^{-1} a pramene Hlavina 1 a 2. Pramene Hlavina sú dokumentované a pozorované ako spoločný výstup dvoch pramenných vývervov (tab. 13) a majú pomerne veľkú priemernú sumárnu výdatnosť (10,65 l . s^{-1}). Zvýšená ustálená teplota svedčí o hlbšej cirkulácii podzemných vôd. Na obr. 4 je znázornený priebeh režimového sledovania výdatnosti a teploty prameňa.



Obr. 4 Časový priebeh výdatností a teplôt prameňov Hlavina 1 a 2

Pieskovcové a zlepencové súvrstvia neogénu sú okrem prameňov odvodňované skrytými prestupmi podzemnej vody do povrchových tokov. Dokumentujú to i výsledky hydrometrovacích meraní, hlavne vo vývervových oblastiach v Žriedlovej doline (2,8 až 5,4 l . s^{-1}), na dolnom toku potoka Dúbrava v Prašníku (21,74 l . s^{-1}), na potoku Jablonka s. od Krajného (5,8 – 7,1 l . s^{-1}) a na rieke Brezová (9,04 – 23,81 l . s^{-1}) medzi osadou Rásnik a Osuským. V úseku, kde rieka Brezová prechádza jablonickými zlepencami, sú prírastky spôsobené prestupom podzemnej vody z Myjavskej pahorkatiny i Brezovských Karpát.

Tab. 13 Hydrogeologické údaje prameňov Hlavina 1 a 2

Roky	Výdatnosť (l . s^{-1})			Teplota (°C)	
	max.	min.	priemer	max.	min.
1986 — 1989	19,17	2,49	10,65	10,0	9,0

Kvantitatívne hodnotenie zdrojov podzemných vôd

Vzhľadom na skutočnosť, že v oblasti Myjavskej pahorkatiny nie je vybudovaný dostatočný počet merných objektov, pri kvantitatívnom hodnotení zdrojov podzemných vôd sme vychádzali z údajov režimového pozorovania prietoku na dvoch merných zariadeniach, z údajov získaných pri hydrogeologickom mapovaní prameňov a z podrobných expedičných hydrometrických meraní na povrchových tokoch.

Merný objekt v Myjave, na povrchovom toku Myjava, zahŕňa povodie budované bielokarpatským flyšom (31,39 km^2). Priemerný minimálny odtok podzemných vôd z tohto povodia za roky 1987 – 1989 je 39,2 l . s^{-1}, čo zodpovedá minimálnemu špecifickému odtoku 1,25 l . s^{-1} . km^{-2}. Druhý merný objekt je vybudovaný na rieke Brezová. Zahŕňa povodie (35,86 km^2) budované horninami senónu, paleogénu i sedimentárneho neogénu. Priemerný minimálny odtok podzemných vôd za roky 1987 – 1989 je 35,14 l . s^{-1}, čo zodpovedá minimálnemu špecifickému odtoku 0,98 l . s^{-1} . km^{-2}. Plocha celého hodnoteného územia je 380,4 km^2. Minimálny odtok z celého územia stanovený analógiou je 424 l . s^{-1}.

Prognózne prírodné zdroje sme stanovili na základe expedičných meraní prietoku na povrchových tokoch v klimaticky suchom období v roku 1988 (27. – 29. 7.) a v roku 1989 (17. – 18. 7.) ako rozdiel sumárneho množstva podzemných vôd, ktoré z územia odteká a sumárneho množstva vôd, ktoré priteká z Bielych Karpát. Porovnaním nameraných prietokov s hodnotami prietoku na merných objektoch sme zistili, že zodpovedajú cca 330-dennému prekročeniu odtoku. V roku 1988 bol rozdiel medzi vstupom 627,3 l . s^{-1} a v roku 1989 bol 394,8 l . s^{-1}. Priemerné prognózne prírodné zdroje podzemných vôd v Myjavskej pahorkatine za roky 1988 – 1989 sú 511 l . s^{-1}, čo

Tab. 14 Základná charakteristika chemického zloženia vôd (údaje o koncentrácii zložiek sú uvedené v mg. l^{-1}, indexy v ekv. %, koeficienty sú vypočítané z ekvivalentných hodnôt)

Súbor	Para-meter	pH	Min.	Na	K	Mg	Ca	Mn	Fe	SiO_2	Mg/Ca
N-a	$\bar{x}$	7,66	683,9	9,3	2,0	30,4	122,9	0,007	-	-	0,44
(n = 7)	min.	7,5	550,8	2,6	0,6	28,0	88,6	-	-	-	0,25
	max.	8,0	877,7	23,8	4,5	32,8	188,0	0,04	-	-	0,58
	SD	0,19	124,9	7,3	1,5	1,7	38,9	0,015	-	-	0,12
N-b	$\bar{x}$	7,32	697,1	15,2	4,6	30,0	125,7	0,068	0,117	5,46	0,41
(n = 15)	min.	6,92	62,6	1,7	0,6	17,5	75,9	-	-	-	9,17
	max.	7,8	1421,0	48,8	20,7	74,1	240,5	0,96	0,65	14,8	0,62
	SD	0,29	294,4	14,7	6,8	13,3	43,6	0,247	0,210	5,51	0,13
N-c	$\bar{x}$	7,78	641,8	8,8	4,8	33,3	103,1	0,022	1,272	5,76	0,57
(n = 7)	min.	7,4	438,8	1,6	0,4	22,9	65,5	-	-	-	0,33
	max.	8,2	781,7	31,1	19,6	41,1	148,0	0,11	8,85	27,6	0,88
	SD	0,26	139,5	10,1	6,7	6,2	34,8	0,040	3,342	10,09	0,18
P	$\bar{x}$	7,53	773,3	7,8	2,1	15,7	122,2	0,020	0,086	4,60	0,22
(n = 26)	min.	7,1	367,8	3,3	0,77	8,0	74,2	-	-	-	0,10
	max.	8,36	5180,7	17,1	6,1	23,7	176,0	0,16	0,5	12,6	0,58
	SD	0,33	904,9	4,0	1,4	5,40	25,4	0,361	0,134	5,18	0,11
M-T	$\bar{x}$	7,32	645,0	4,0	1,4	15,4	132,1	3,01	0,22	8,08	0,21
(n = 6)	min.	7,1	481,9	1,4	0,8	2,6	84,0	-	-	-	0,03
	max.	7,73	865,6	7,9	2,5	31,0	174,0	18,0	1,2	28,6	0,49
	SD	0,22	147,7	2,6	0,7	10,6	33,3	7,344	0,481	10,57	0,17
S-PS	$\bar{x}$	7,56	712,5	9,0	1,1	24,9	141,4	0,029	-	-	0,29
(n = 7)	min.	7,1	653,3	5,2	0,5	17,3	124,3	-	-	-	0,21
	max.	8,0	776,3	13,8	1,5	31,9	155,5	0,09	-	-	0,42
	SD	0,32	42,8	4,3	0,4	4,8	10,8	0,036	-	-	0,07

pokračovanie tab. 14

Súbor	Parameter	pH	Min.	Na	K	Mg	Ca	Mn	Fe	SiO_2	Mg/Ca
S-PL	$\bar{x}$	7,34	735,0	11,7	9,1	32,5	101,8	0,042	-	-	0,44
(n = 6)	min.	7,1	634,3	2	0,6	29,9	14,0	-	-	-	0,37
	max.	7,8	959,9	40,5	49,5	38,4	127,9	0,25	-	-	0,56
	SD	0,32	113,3	15,3	19,8	3,3	44,3	0,102	-	-	0,08
S-PJ	$\bar{x}$	7,39	746,6	10,9	10,0	34,5	126,5	0,029	0,102	4,22	0,43
(n = 13)	min.	7,1	464,0	1,1	0,5	10,3	79,4	-	-	-	0,12
	max.	7,93	1573,0	41,4	108,0	135,4	198,4	0,17	0,47	10,9	1,13
	SD	0,23	296,2	12,7	29,5	32,1	31,7	0,055	0,142	4,26	0,27
PSJ	$\bar{x}$	7,45	636,8	5,7	3,8	12,4	136,6	0,020	0,267	7,61	0,16
(n = 15)	min.	7,0	511,9	1,3	0,2	6,3	111,6	-	-	-	0,09
	max.	8,35	786,3	16,8	40,9	21,5	168,0	0,09	1,45	17,6	0,28
	SD	0,32	80,4	4,3	10,3	3,9	17,3	0,026	0,416	4,05	0,06

pokračovanie tab. 14

Súbor	Parameter	Cl	NO_3	HPO_4	SO_4	HCO_3	S_1	S_2SO_4	A_2	SO_4/M
N-a	$\bar{x}$	40,0	10,6	0,027	88,2	360,9	4,99	18,55	67,69	0,096
(n = 7)	min.	5,9	0,5	0,01	54,8	329,5	1,79	9,20	48,87	0,070
	max.	83,0	37,2	0,08	184,8	390,5	13,21	31,86	81,86	0,160
	SD	33,2	14,6	0,030	48,9	21,6	3,87	7,65	12,73	0,033
N-b	$\bar{x}$	35,1	40,7	0,036	72,5	396,0	7,68	13,23	70,07	0,099
(n =15)	min.	11,0	2,0	-	25,1	305,1	1,55	3,79	50,0	0,04
	max.	71,2	146,0	0,31	339,5	591,9	23,75	36,43	85,52	0,5
	SD	19,6	38,8	0,083	78,2	67,1	6,57	7,58	10,92	0,12
N-c	$\bar{x}$	26,1	19,6	0,013	68,6	364,0	5,91	14,32	71,31	0,197
(n = 7)	min.	4,5	0,8	-	32,5	280,7	2,04	2,35	59,95	0,05
	max.	73,4	58,7	0,06	109,1	414,9	22,03	21,95	85,29	0,9
	SD	24,1	20,9	0,021	26,9	48,3	7,17	6,29	9,20	0,311
P	$\bar{x}$	24,7	11,9	0,01	71,1	324,4	5,10	19,34	69,11	0,158
(n = 26)	min.	2,3	0,6	-	-	177,0	2,14	8,57	49,14	0,05
	max.	76,1	69,0	0,05	188,5	457,6	9,27	35,31	88,63	0,94
	SD	19,1	17,5	0,01	36,1	60,8	2,07	6,32	9,82	0,213
M-T	$\bar{x}$	17,2	26,8	0,01	62,5	276,8	2,53	15,75	72,75	0,198
(n = 6)	min.	7,6	14,3	-	38,3	-	1,3	11,15	67,84	0,05
	max.	35,9	37,5	0,03	102,6	414,9	4,03	19,47	77,46	0,8
	SD	10,3	7,9	0,015	25,0		0,98	2,99	4,26	0,295
S-PS	$\bar{x}$	40,7	24,7	0,031	90,1	368,7	4,14	19,72	64,33	0,097
(n = 7)	min.	24,3	0,6	0,01	71,2	274,6	2,71	16,54	43,47	0,08
	max.	73,8	98,2	0,12	105,0	408,8	7,02	22,93	72,99	0,11
	SD	17,3	36,1	0,04	13,3	50,3	1,98	2,39	10,24	0,014

pokračovanie tab. 14

Súbor	Parameter	Cl	NO_3	HPO_4	SO_4	HCO_3	S_1	S_2SO_4	A_2	SO_4/M
S-PL (n = 6)	$\bar{x}$	33,8	22,0	0,102	58,2	434,2	6,72	12,42	75,35	0,065
	min.	3,9	2,2	0,01	43,6	317,3	1,38	10,04	60,68	0,05
	max.	72,7	51,5	0,47	73,7	506,5	24,0	16,48	88,42	0,08
	SD	28,3	20,8	0,181	12,7	69,8	8,96	2,73	11,46	0,012
S-PJ	$\bar{x}$	24,6	22,3	0,059	98,9	409,4	5,87	17,06	72,26	0,09
	min.	2,8	0,6	-	39,5	292,9	1,12	6,81	42,39	0,06
	max.	124,8	72,3	0,47	454,3	585,8	28,83	41,53	82,98	0,21
	SD	35,5	22,7	0,129	109,6	91,4	7,60	8,05	11,89	0,038
PSJ (n = 15)	$\bar{x}$	15,5	16,2	0,099	66,83	368,7	3,9	16,86	74,51	0,145
	min.	3,9	0,5	-	34,35	294,5	1,07	9,82	61,68	0,05
	max.	45,2	88,0	1,45	87,65	421,1	16,98	24,97	85,47	0,99
	SD	13,3	24,0	0,374	16,67	35,2	4,04	3,65	8,30	0,234

N-a Neogén — miocén: prevažne jablonické zlepence s exotickým materiálom (karpat), slieňovce a vápnité slieňovce (karpat)
N-b Neogén — miocén: vápnité pieskovce a ílovce (egenburg — otnang) pieskovce a piesky s polohami zlepencov (egenburg)
N-c Neogén — miocén: bazálne zlepence a pieskovce (egenburg)
P Paleogén — bielokarpatská jednotka, flyš: ílovce a drobové pieskovce (str. — vrch. eocén)
M-T Mezozoikum — terciér — bradlové pásmo, kysucká sukcesia: kalpionelové vápence, škvrnité rohovcové vápence (titón — hoteriv)
S-PS Senón a paleogén Myjavskej pahorkatiny (severný vývoj)
S-PL Senón a paleogén Myjavskej pahorkatiny (lubinské súvrstvie)
S-PJ Senón a paleogén Myjavskej pahorkatiny (južný vývoj)
PSJ Predsenónske litostratigrafické jednotky vnútorných Karpát

zodpovedá priemernému špecifickému odtoku 1,35 l . s^{-1} . km^{-2}. Prognózne využiteľné množstvá podzemných vôd predstavujú priemerne 153 l . s^{-1}.

Z prírodných zdrojov podzemných vôd sa na zásobovanie využívajú hlavne pramene, ktoré odvodňujú neogénne sedimenty. Je to 45 – 50 l . s^{-1} podzemných vôd. Celkovo sa v Myjavskej pahorkatine využíva na zásobovanie 70 – 80 l . s^{-1} podzemných vôd. Oblasti budované neogénnymi bazálnymi pieskovcami a zlepencami sú najperspektívnejšie z hľadiska možnosti získať nové využiteľné zdroje podzemných vôd. Je to hlavne oblasť Žriedlovej doliny a širšie okolie Vaďoviec a Kostolného. Vrtom MPČS-1 v Kostolnom bolo overených 7,0 l . s^{-1} podzemnej vody na vodárenské účely.

Hydrogeochemické pomery

Na základe geologicko-tektonických a hydrogeologických pomerov územia vyčleňujeme nasledujúce skupiny podzemných vôd petrogénneho charakteru:

– podzemné vody mezozoika bradlového pásma a klapskej jednotky (predstavujú hlavne karbonátogénne a silikátovo-karbonátogénne vody tvoriace sa v prostredí pestrých a piesčitých bridlíc, piesčitých, krinoidových, rádioláriových a slienitých vápencov, ale tiež pieskovcov a bridlíc),

– podzemné vody senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny (predstavujú silikátovo-karbonátogénne vody tvoriace sa v prostredí zlepencov, slieňovcov, piesčitých i organogénnych vápencov),

– podzemné vody paleogénu flyšového pásma (predstavujú hydrosilikátogénne a silikátovo-karbonátogénne vody, ktorých tvorba sa uskutočňuje hlavne v prostredí ílovcov a drobových pieskovcov),

– podzemné vody neogénu (predstavujú karbonátogénne a silikátovo-karbonátogénne vody vznikajúce v prostredí karbonátových pieskovcov a zlepencov, slieňovcov a vápnitých slieňovcov, ale i ílovcov a pieskov),

– podzemné vody kvartéru (predstavujú fluviogénny genetický typ podzemných vôd, vyznačujúci sa značnou heterogenitou mineralizačných procesov vrátane faktora miešania rôznych druhov podzemných vôd).

K uvedeným prirodzeným podmienkam tvorby chemického zloženia podzemných vôd pristupuje hlavne v poslednom čase vplyv sekundárnych faktorov, ktorý sa odráža v modifikácii chemizmu vôd a často v zhoršovaní ich kvality.

Základná charakteristika chemického zloženia podzemných vôd Myjavskej pahorkatiny je uvedená v tab. 14 pre najvýznamnejšie typy horninového prostredia, v ktorom sa podzemné vody mineralizujú. Sú tu zahrnuté i vody predsenónskych litostratigrafických jednotiek vnútorných Karpát, ktoré sa v Myjavskej pahorkatine mineralizujú predovšetkým v prostredí pieskovcov, bridlíc, zlepencov, ale aj rozmanitých vápencov. Z údajov v tabuľke vidieť, že medzi jednotlivými skupinami podzemných vôd neexistujú podstatné rozdiely v chemickom zložení. V zásade ide o viac či menej výrazný Ca–Mg–HCO_3 typ chemizmu vôd (A_2 v priemere 64 až 75 ekv. %) s relatívne vysokým zastúpením S_2SO_4 zložky (13 až 20 ekv. %). Je to výsledok toho, že v prevažnej miere sa v horninovom prostredí Myjavskej pahorkatiny

Tab. 15 Chemické zloženie vôd z vrtov MPČ-1 (Brezová pod Bradlom) a MPČS-1 (Kostolné)

	MPČ-1	MPČS-1					Potok nad vrtom MPČS-1		Kopané studne pri vrte MPČS-1	
									vz. č. 101	vz. č. 102
	9. 10. 1989	19. 5. 1990	4. 6. 1990	22. 6. 1990	10. 7. 1990	16. 7. 1990	10. 7. 1990	16. 7. 1990	16. 7. 1990	16. 7. 1990
Tv	15,5	10,4	10,0	10,0	10,7	10,6	17,6	17,1	12,0	10,8
pH	8,2	7,0	8,2	7,8	7,05	6,73	7,35	7,2	6,92	7,3
MIN	662,0	628,6	1157,5	808,1	611,6	600,1	393,1	432,1	653,1	1068,0
Na	31,1	6,0	254,0	185,0	39,3	37,8	9,0	9,8	6,6	48,8
K	19,6	0,8	7,6	3,0	1,4	1,4	3,2	3,2	0,8	20,7
NH_4	0,9	0,057	3,03	1,04	2,04	1,89	0,38	0,17	0,079	0,58
Mg	35,0	24,6	16,2	14,7	20,2	20,5	15,6	16,7	17,9	26,6
Ca	65,5	110,8	30,6	29,8	86,1	87,5	70,1	74,3	130,5	172,8
Mn	0,11	0,34	0,10	0,04	0,015	0,011	0,408	0,286	0,005	0,006
Fe	8,85	0,6	2,45	0,036	0,16	0,081	0,466	0,297	0,037	0,195
Al	2,5	5,45	0,29	0,47	0,05	0,04	0,075	0,045	0,045	0,955
Zn	0,024	0,004	0,01	0,015	0,003	0,002	0,005	0,008	0,106	0,746
Cu	0,027	0,005	0,007	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,006
SiO_2	6,2	9,6	9,6	9,6	9.6	9,6	4,6	4,8	8,4	14,8
Cl	16,0	36,5	87,0	215,4	47,8	44,3	26,9	29,5	28,7	71,2
NO_3	9,2	12,5	3,0	0,88	12,4	13,4	4,4	7,8	2,0	146,0
HPO_4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,29	0,31	0,0	0,0
SO_4	71,4	30,9	9,3	6,8	33,2	30,1	52,9	61,5	61,1	105,2
HCO_3	394,8	390,2	730,8	340,7	359,2	353,1	204,4	223,0	396,4	459,0
Mg/Ca	0,88	0,37	0,87	0,81	0,39	0,39	0,37	0,37	0,23	0,25
$\frac{Na+K}{Mg+Ca}$	0,302	0,037	3,934	3,014	0,293	0,278	0,099	0,099	0,039	0,245
SO_4/M	0,086	0,038	0,007	0,006	0,043	0,039	0,103	0,111	0,075	0,079
HCO_3/Cl	14,34	6,21	4,88	0,92	4,37	4,63	4,41	4,39	8,04	3,75
S_1	22,03	3,38	18,37 $A_1 = 60,53$	52,75 $A_1 = 22,03$	23,75	22,76	9,30	9,19	3,76	19,69
S_2SO_4	2,35	7,77	0,00	0,00	3,79	3,79	20,83	21,71	14,78	15,56
A_2	68,69	69,79	20,24	24,72	72,31	73,33	62,72	61,58	75,33	52,44
vol. CO_2	13,4	15,6	8,9	11,1	24,6	20,1	6,7	4,5	42,4	46,9

Poznámka: koncentrácie zložiek a celková mineralizácia sú udané v mg. l^{-1}, indexy v ekv. %, koeficienty sú z ekvivalentných hodnôt.

Tab. 16 Výsledky režimového pozorovania kvality vody zachyteného prameňa v Žriedlovej doline — prameň "Dolný"

Parameter	pH	MIN	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO_3	SO_4	HCO_3	Mg/Ca	SO_4/M
$\bar{x}$	7,43	496,2	2,66	0,87	27,26	77,86	5,20	8,48	35,27	330,25	0,58	0,057
SD	0,36	25,9	0,52	0,10	1,66	1,65	1,34	1,53	3,88	26,04	-	-
min.	6,65	468,6	2,21	0,72	24,77	74,07	0,13	4,35	28,90	296,25	0,52	0,047
max.	8,35	598,1	4,33	1,01	30,60	80,36	7,50	9,85	43,60	431,80	0,67	0,070
V. K. %	4,8	5,2	19,5	11,5	6,1	2,1	25,8	18,0	11,0	7,9	-	-

Poznámka: Údaje zložiek sú v mg. l^{-1}. Koeficienty sú vypočítané z ekvivalentných hodnôt. Údaje reprezentujú obdobie od 19. 11. 1987 do 28. 2. 1989. Počet pozorovaní n = 22.

uplatňuje ako rozhodujúci proces rozpúšťanie karbonátov, doplňaný oxidáciou rozptýlených sulfidov (hlavne v íloch a ílovcoch) za produkcie síranových iónov. Zvýšené hodnoty koncentrácie Cl, NO_3 a SO_4 však indikujú plošný charakter znečistenia vôd v dôsledku komunálneho znečistenia a poľnohospodárskej výroby.

Z uvedeného vyplýva, že i celková mineralizácia podzemných vôd môže byť do značnej miery modifikovaná sekundárnymi faktormi. Jej celkovo vysoké hodnoty v jednotlivých horninových prostrediach (v priemere 640 až 770 mg . l^{-1}) sú však primárne podmienené pomalým obehom a dlhodobým kontaktom vôd s horninovým prostredím. V dôsledku kontaminácie sa môže lokálne zvýšiť celková mineralizácia vôd až na 1,5 g . l^{-1}. Uvedené hodnotenie platí aj pre podzemné vody navŕtané v rôznych horninových prostrediach v oblasti Myjavskej pahorkatiny. Chemické zloženie vôd z vrtov MPČ-1 a MPČS-1 je dokumentované v tab. 15. Z hľadiska chemického zloženia vody oboch vrtov spĺňajú kritériá pitných vôd. Z bakteriologického hľadiska však bola vzorka vody z vrtu MPČS-1 (odber 16. 7. 1990) nevhodná.

Myjavská pahorkatina sa teda z pohľadu chemizmu vôd vyznačuje značnou monotónnosťou. Z hľadiska hodnotenia časových zmien chemizmu podzemných vôd nie je z uvedeného územia dostatok starších údajov. Režimové pozorovania zmien kvality vody na prameni Dolný v Žriedlovej doline sú zhrnuté v tab. 16. Výsledky ukazujú na relatívne vysokú stabilitu chemického zloženia vôd v priebehu hydrologického roka a vyššia variabilita koncentrácie sa prejavuje iba u zložiek indikujúcich antropogénne vplyvy (Cl, NO_3, a pod.).

Podzemné vody Myjavskej pahorkatiny, pokiaľ nie sú priamo výraznejšie kontaminované, väčšinou parametrov spĺňajú kritériá kladené na pitné vody. Vo väčšine horninových prostredí je však vo vodách relatívne vysoký obsah Mn a Fe, často však podmienený sekundárnymi vplyvmi.

Obdobne ako v Čachtických Karpatoch a Brezovských Karpatoch i v oblasti Myjavskej pahorkatiny je zrejmý negatívny vplyv komunálneho a poľnohospodárskeho znečistenia na kvalitu vôd. Predovšetkým v intravilánoch obcí sú iba ojedinele vody prameňov a studní, ktoré spĺňajú kritériá pre pitné vody, hlavne z hľadiska koncentrácie dusičnanov. Z tab. 17 vidieť, že okrem dusičnanov, Fe a Mn je trvalo zvýšená i koncentrácia chloridov, síranov a fosforečnanov.

Záver

Na základe geologicko-tektonických pomerov je v území Myjavskej pahorkatiny vyčlenených niekoľko hydrogeologických celkov, a to mezozoikum bradlového pásma a klapskej jednotky, senón a paleogén Myjavskej pahorkatiny, paleogén flyšového pásma, sedimentárny neogén a hydrogeologický celok kvartéru.

Hydrogeologický výskum ukázal, že v regióne Myjavskej pahorkatiny je na získanie nových zdrojov podzemnej vody najnádejnejšia oblasť budovaná pieskovcami a zlepencami egenburgu a karpatu, hlavne širšie okolie Vaďoviec, Kostolného a oblasť Žriedlovej doliny. Potvrdili to i výsledky z hydrogeologického vrtu MPČS-1 Kostolné. Čerpacou skúškou bolo overených 7,0 l . s^{-1} podzemnej vody na vodárenské využívanie.

Tab. 17 Chemické zloženie podzemných vôd Myjavskej pahorkatiny
(rozdiely v chemizme vôd prameňov a studní)

Parameter		Súbor vcelku n = 104	Pramene n = 72	Studne n = 29
pH	$\bar{x}$	7,40	7,50	7,39
	min.	6,92	7,0	6,92
	max.	8,36	8,36	8,0
	SD	0,79	0,30	0,29
MIN	$\bar{x}$	703,98	694,8	766,5
	min.	62,6	438,8	62,5
	max.	5180,7	5180,7	1573,0
	SD	484,7	546,4	291,1
Na	$\bar{x}$	9,8	6,5	16,7
	min.	0	1,1	2,6
	max.	80,8	23,8	80,8
	SD	11,7	4,7	17,8
K	$\bar{x}$	4,9	1,5	13,0
	min.	0	0,2	0,5
	max.	108,0	6,1	108,0
	SD	14,3	1,2	25,4
Mg	$\bar{x}$	23,4	21,9	27,5
	min.	0	2,6	8,6
	max.	136,4	44,3	136,4
	SD	15,5	9,7	24,5
Ca	$\bar{x}$	123,8	122,2	135,3
	min.	0	73,8	14,0
	max.	240,5	188,0	240,5
	SD	33,9	26,4	39,9
Mn	$\bar{x}$	0,201	0,280	0,022
	min.	0	0	0
	max.	18,0	18,0	0,25
	SD	1,765	2,121	0,058
Fe	$\bar{x}$	0,198	0,105	0,14
	min.	0	0	0
	max.	8,85	1,45	1,08
	SD	0,893	0,243	0,290
SiO_2	$\bar{x}$	4,59	4,21	5,47
	min.	0	0	0
	max.	28,6	28,6	27,6
	SD	5,88	5,30	7,29

pokračovanie tab. 17

Parameter		Súbor vcelku n = 104	Pramene n = 72	Studne n = 29
Mg/Ca	$\bar{x}$	0,32	0,32	0,31
	min.	0	0,03	0
	max.	1,13	0,65	1,13
	SD	0,19	0,17	0,21
Cl	$\bar{x}$	27,90	22,0	43,3
	min.	0	2,3	3,5
	max.	128,6	77,7	128,6
	SD	25,3	19,1	32,3
NO_3	$\bar{x}$	21,8	16,4	36,8
	min.	0	0,5	0,8
	max.	146,0	98,2	146,0
	SD	28,1	21,3	37,7
HPO_4	$\bar{x}$	0,058	0,013	0,176
	min.	0	0	0
	max.	1,8	0,12	1,8
	SD	0,234	0,020	0,424
SO_4	$\bar{x}$	74,86	69,05	93,4
	min.	0	25,1	0,2
	max.	454,3	188,5	454,3
	SD	55,0	30,6	89,7
HCO_3	$\bar{x}$	361,3	352,5	394,6
	min.	0	0	176,9
	max.	591,9	521,7	591,9
	SD	83,9	70,9	84,10
S_1	$\bar{x}$	5,60	3,84	8,96
	min.	0	1,07	1,6
	max.	36,59	13,21	36,59
	SD	5,951	2,33	
$S_2(SO_4)$	$\bar{x}$	16,62	16,95	17,30
	min.	0	7,68	6,81
	max.	41,53	35,31	41,53
	SD	6,50	5,30	7,78
A_2	$\bar{x}$	69,83	72,59	65,34
	min.	0	43,47	42,39
	max.	88,63	88,63	82,98
	SD	12,45	10,13	9,77
SO_4/M	$\bar{x}$	0,128	0,126	0,114
	min.	0	0,04	0,04
	max.	0,99	0,99	0,8
	SD	0,179	0,175	0,137

Poznámka: Koncentrácie zložiek sú v mg . l^{-1}, indexy v ekv. %, koeficienty sú vypočítané z ekvivalentných hodnôt

Významné zdroje podzemných vôd na lokálne zásobovanie menších obcí sú i v oblasti budovanej organodetritickými a riasovo-koralovými vápencami, zlepencami a pieskovcami senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Tu sa treba zamerať hlavne na ochranu už využívaných prameňov (pramene vo Vlčej doline, prameň Vančiak, prameň Rybníček v Lubine) pred poľnohospodárskym a komunálnym znečistením a riešiť ich optimálne využívanie. V oblasti Myjavskej pahorkatiny sme za roky 1988 – 1989 orientačne vyčíslili prognózne prírodné zdroje 511 l . s^{-1} a prognózne využiteľné množstvá 153 l . s^{-1}.

V oblasti prameňov Medveď 1 – 4 by bolo potrebné ďalším prieskumom riešiť optimalizáciu už využívaných zdrojov.

Myjavská pahorkatina sa vyznačuje značnou monotónnosťou chemizmu vôd. Prevažuje viac či menej výrazný Ca–Mg–HCO_3 typ chemizmu s relatívne vysokým zastúpením síranov. Celkove vysoká mineralizácia podzemných vôd (640 až 770 mg . l^{-1}) je v dôsledku kontaminácie lokálne zvýšená až na 1,5 g . l^{-1}, hlavne v alúviu Myjavy, v oblasti Starej Turej, Osuského a pod. Kvalita vôd v regióne Myjavskej pahorkatiny je výrazne ovplyvnená komunálnym a poľnohospodárskm znečistením.

Literatúra

BÁTORY, V., 1974: Jablonica — hydrogeologický prieskum v okolí obce. Manuskript — Geofond, Bratislava.

BEGAN, A. — HANÁČEK, J. — MELLO, J. — SALAJ, J., 1982: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny a severnej časti Malých Karpát (Brezovské a Čachtické Karpaty) a vysvetlivky. Manuskript — Geofond, Bratislava.

BEGAN, A. — HANÁČEK, J. — MELLO, J. — SALAJ, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Slov. geol. úrad — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BUKVA, P., 1984: Lokalita Košariská a U Šindelov, hydrogeologická správa. Manuskript — Geofond, Bratislava, 9 s.

ČECHOVÁ, A. — MALÍK, P. — VRANA, K., 1990: Hydrogeologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1 — 47.

ČECHOVÁ, A. — VRANA, K., 1990: Hydrogeologické pomery Myjavskej pahorkatiny. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1 — 89.

DREVENÁK, J., 1973: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HVL-1 na lokalite Lubina. Manuskript — Geofond, Bratislava, 8 s.

HRUŠKA, I., 1970: Hydrogeologický prieskum — studňa, pre 3 tr. ZDŠ Stará Turá — Topolecká, okr. Trenčín. Manuskript — Geofond, Bratislava.

JENDRAŠŠÁK, E., 1974: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HP-1 pre JRD Prietrž (farma pre 500 ks dojníc). Manuskript — Geofond, Bratislava.

JENDRAŠŠÁK, E., 1975: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HP-2 na lokalite Prietrž (okr. Senica) pre novovybudované 4 bytové jednotky. Manuskript — Geofond, Bratislava.

JENDRAŠŠÁK, E., 1980: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HP-3 (hĺbka 81,0 m) na lokalite Prietrž pre celoobecný vodovod. Manuskript — Geofond, Bratislava, 8 s.

JETEL, J., 1985: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. Metod. příruč. Praha, Ústř. Úst. geol., 1, 147 s.

KOLEKTÍV AUTOROV, 1959: Atlas podnebia Československej republiky.

KOLEKTÍV AUTOROV, 1980: Atlas Slovenskej socialistickej republiky.

KULLMAN, E. et al., 1975: Základná hydrogeologická mapa 1:200 000, list Trnava. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MAĎAR, D., 1987: Myjavská pahorkatina — geofyzikálny prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, 18 s.

MACHMEROVÁ, E. et al., 1986: Žriedlová dolina — predbežný hydrogeologický prieskum, overenie možnosti získať zdroj pitnej vody pre zásobovanie obyvateľov obce Bukovec. Manuskript — Geofond, Bratislava.

NÉMETHYOVÁ, M., 1979: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HV-2 hlbokého 12,0 m v Hradišti pod Vrátnom (okr. Senica) v areáli výrobne panelov. Manuskript — Geofond, Bratislava, 6 s.

SALAJ, J. et al., 1965: Základný geologický výskum a mapovanie listu Myjava. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SALAJ, J. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 181 s.

STANKOVIANSKY, M. : Súčasné reliéfotvorné procesy Myjavskej pahorkatiny a priľahlej časti Bielych Karpát. Spr. Geogr. Úst. ČSAV, (Bratislava), 18, 2.

ŠARLAYOVÁ, M., 1976: Vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtov HP-1 a HP-2 na lokalite Podbranč, okr. Senica, pre zásobovanie stredísk JRD pitnou a úžitkovou vodou. Manuskript — Geofond, Bratislava.

ŠARLAYOVÁ, M., 1978: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu na lokalite Topolecká. Manuskript — Geofond, Bratislava.

ŠARLAYOVÁ, M., 1982: Vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtov HVO-1 a HVO-2, hĺbka 9,4 m a 9,3 m na lokalite Osuské (okr. Senica). Manuskript — Geofond, Bratislava, 19 s.

VALUŠIAK, I., 1986: PaS Brezová p. Bradlom — Rozšírenie zásobovania pitnou vodou. Čerpacia skúška na jestvujúcich vodných zdrojoch HVB-3 a HVB-4. Manuskript — Geofond, Bratislava, 8 s.

ANNA ČECHOVÁ — KAMIL VRANA

Hydrogeologic conditions in the Myjavská pahorkatina Mts.

Summary

The article presents essential hydrogeologic and hydrochemical information on the Myjavská pahorkatina region. Hydrogeologic investigations in this region have revealed that, because of its geologic and tectonic structure (largely flysch sediments), it has little potential for the accumulation of major groundwater resources. We have distinguished several hydrogeologic units in this region, namely the Klippen Belt and Klape unit Mesozoic, Senonian and Paleogene of the Myjavská pahorkatina, Flysch Belt Paleogene, Neogene sediments and Quaternary hydrogeologic unit.

As far as new groundwater resources are concerned, the most promising area is that composed of Eggenburgian and Karpatian sandstones and conglomerates. In addition to other evidence, this was also confirmed by the hydrogeologic well MPČS-1 at Kostolné. A pumping test yielded 7.0 l . s^{-1} of usable groundwater. The transmissivity coefficient T is 4.5 . 10^{-3} m^2 . s^{-1}. Major springs in this area occur amidst Neogene conglomerates and sandstones. For example, spring Dolný near Brezová pod Bradlom yields an average Q = 5.95 l . s^{-1} and springs Hlavina 1 + 2 (Vaďovce) total 10.65 l . s^{-1}.

Significant groundwater resources to supply minor villages also occur in areas composed of Senonian and Paleogene organodetrital and algal-coral limestones, conglomerates and sandstones in the Myjavská pahorkatina (springs un valley Vlčia dolina, spring Vančiak near Jablonka, spring Rybníček at Lubina).

The hydrogeologic investigations (ČECHOVÁ — VRANA, 1990) included the hydrogeologic well MPČ-1 (150 m deep) which intersected Senonian marls and marlstones. Low transmissivity (T = 2.89 . 10^{-7}) inferred from the results of a recovery test suggests that the Senonian marls represent an aquiclude. In 1988 and 1989, 511 l . s^{-1} of prognostic natural resources and 153 l . s^{-1} of exploitable prognostic resources were calculated in the whole region.

As regards their chemistry, the groundwaters are clearly dominated by Ca—Mg—HCO_3 type fairly rich in S_2SO_4. The prevailing process in virtually all major hydrogeologic environments of the Myjavská pahorkatina is carbonate dissolution. The chemical composition of groundwaters in this region is very monotonous.

The high mean T. D. S. in groundwaters of some rock environments (640 to 770 mg . l^{-1}) is caused primarily by slow circulation and long contact between the groundwaters and rock environment. As a result of contamination, groundwater T. D. S. locally attains as much as 1500 mg . l^{-1}. If relatively uncontaminated, however, the groundwaters here mostly comply with the standards regarding the concentration of chemical components in potable water. The increased Fe and Mn contents are largely caused by secondary effects. In general, the Myjavská pahorkatina groundwaters are strongly contaminated by Cl, SO_4, HPO_4 but mainly NO_3 from households and agriculture. Only few village wells meet the criteria for potable waters, particularly because of their high nitrate contents.

Translated by M. Böhmer

List of Figures

Fig. 1 Location of the Myjavská pahorkatina Mts. and selected precipitation stations and measurement installations on surface streams
Fig. 2 Pumping and recovery tests in well MPČS-1 at Kostolné
Fig. 3 Yields and temperatures of springs Rybníček 1 + 2 changing over time
Fig. 4 Yields and temperatures of springs Hlavina 1 + 2 changing over time
Fig. 5 Schematic hydrogeologic map of the Myjavská pahorkatina

List of Tables

Tab. 1 Mean specific monthly and annual discharge
Tab. 2 Mean air temperatures in °C from 1931 to 1960
Tab. 3 Mean precipitation from 1931 to 1960
Tab. 4 Mean precipitation in 1987, 1988 and 1989
Tab. 5 Essential data on pumping tests in drillholes in Paleogene sediments of the Flysch Belt
Tab. 6 Results of pumping tests in well MPČ-1
Tab. 7 Essential data on pumping tests in drillholes in Neogene sediments
Tab. 8 Essential data on pumping tests and hydraulic parameters in well MPČS-1
Tab. 9 Hydrogeologic and filtration parameters of selected drillholes in Brezová alluvium
Tab. 10 Specific groundwater discharge from flysch sediments of the Magura Paleogene
Tab. 11 Hydrogeologic data on springs Rybníček 1 and 2
Tab. 12 Hydrogeologic data on springs in valley Žriedlová dolina
Tab. 13 Hydrogeologic data on springs Hlavina 1 and 2
Tab. 14 Basic characteristic of water chemistry
Tab. 15 Chemical composition of waters from wells MPČS-1 (Brezová pod Bradlom) and MPČS-1 (Kostolné)
Tab. 16 Regime monitoring of water-quality in exploited spring Dolný in Žriedlová dolina
Tab. 17 Groundwater chemistry from the Myjavská pahorkatina Mts. (differences in water chemistry from springs and wells)

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geol. 12, s. 177 — 219,
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1994

Stanislav Rapant

Geochémia prírodných vôd kryštalinika Nízkych Tatier

3 obr., 20 tab., angl. resumé

A b s t r a c t. Results of complex hydrogeochemical study of natural waters in the Low Tatras' crystalline rocks are presented in this paper. Chemical composition and genesis of precipitation, surface and ground water, including mineral water, are evaluated in detail. There are presented results of hydrogeochemical prospection in this region as well. Anomalous chemical composition of some mineral water resources was explained by means of palinologic method. Anthropogenic influence on the surface and groundwater quality was characterized on the base of extensive hydrochemical data.

Úvod

Pri komplexnom hydrogeologickom výskume v rámci regionálnych hydrogeologických prác sa veľa času a námahy venuje čo najobjektívnejšiemu určeniu rôzne kategorizovaných zásob podzemných, prípadne povrchových vôd. Rovnaký čas a námahu však treba venovať aj zodpovedaniu otázky, ako čo najúčinnejšie tieto zásoby chrániť a ako čo najoptimálnejšie v danom území zosúladiť vodohospodárske záujmy s ostatnými vplyvmi ľudskej činnosti. Riešenie tejto otázky nie je možné bez dôkladnej znalosti zákonitostí tvorby chemického zloženia prírodných vôd, bez poznania procesov, odrážajúcich sa v ich kvalite a jej vývoja v priestore a čase. Ľudská činnosť, či už zámerná alebo neúmyselná, pôsobí nielen v pozitívnom smere, ale aj negatívne, a jej nežiadúce následky sa prejavujú na zdrojoch, zásobách a kvalite prírodných vôd. Obzvlášť nebezpečné sú nepriaznivé aktivity, pôsobiace v horských infiltračných oblastiach tzv. headwater regions, ktoré predstavujú rozhodujúce územia z hľadiska doplňania vodných zdrojov. Takéto územie predstavuje aj kryštalinikum Nízkych Tatier.

Predpokladaná práca podáva súbor doterajších poznatkov o geochémii prírodných vôd tohto územia. Okrem podzemných vôd sa hodnotia aj zrážkové a povrchové vody. Ďalej obsahuje hydrogeochemicko-prospekčné zhodnotenie územia a charakteristiku súčasného stavu antropogénneho znečistenia prírodných vôd kryštalinika Nízkych Tatier. Pri objasnení genézy niektorých anomálnych minerálnych vôd bola uplatnená nová metodika s využitím palynológie v hydrogeochémii.

RNDr. S. Rapant, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Geograficko-orografická a klimatická charakteristika územia

Nízke Tatry ako druhé najvyššie pohorie vnútorných Západných Karpát tvoria veľmi výrazný morfologický celok, po väčšine obvodu ohraničený vnútrokarpatskými kotlinami. Kryštalinikum buduje centrálnu časť pohoria, pretiahnutého v smere západ – východ s dĺžkou do 90 km a šírkou 10 – 20 km. Väčšina jeho plochy leží nad 700 m vrstevnicou. Relatívna výška hlavného chrbta sa pohybuje v rozpätí 700 – 1350 m n. m. a vnútorná výšková členitosť dosahuje 600 – 800 n. m. Veľká horizontálna a vertikálna členitosť podmieňuje značný sklon strání, ktorý dosahuje na prevažnej väčšine plochy pohoria 20 – 30°, v hrebeňových plochách aj nad 30°. Pohorie Nízke Tatry rozdeľuje hlboký priehyb v sedle Čertovica na ĎumbierskeTatry a Kráľovohoľské Tatry.

Súčasný reliéf Nízkych Tatier typu klenbo-hrasti, vrásovo-kryhovej štruktúry je výsledkom tektonických pohybov v pliocéne a začiatkom pleistocénu, ktoré podmienili intenzívnu hĺbkovú eróziu. Erózno-denudačné procesy odkryli kryštalinický masív a rozčlenili ho na oboch stranách klenby. Takto sa vytvoril rebrovitý pôdorys Nízkych Tatier s ústredným, značne pretiahnutým chrbtom a sústavou rázsoch, striedajúcich sa s hlbokými dolinami. Vrcholové časti územia majú veľhorský typ erózno-denudačného reliéfu.

Územie kryštalinika Nízkych Tatier klimaticky patrí do chladnej oblasti a najvyššie vrcholové časti spadajú do studeného horského obvodu (priemerná januárová teplota -7 °C až -9 °C, júlová 8 °C až 9,3 °C). Zrážky sú na území rozložené nerovnomerne, pribúdajú v smere od východu na západ a s rastúcou nadmorskou výškou. Priemerný ročný úhrn zrážok dosahuje v dolných častiach územia 800 – 1000 mm, v najvyšších polohách sa zvyšuje na 1200 – 1300 mm.

Skúmané územie patrí v severnej časti do povodia Váhu, v južnej časti do povodia Hrona a v severovýchodnej časti, v oblasti Kráľovej hole, do povodia Hornádu. K najvýznamnejším povrchovým tokom, ktoré odvodňujú skúmané územie na severnej strane, patria Hnilec, Čierny Váh, Boca, Štiavnica, Bystrá, Demänovka, Križianka a Ľupčianka a na južnej časti Zubrovica, Šumiacky potok, Ždiarsky potok, Bacúšsky potok, Bystrianka, Štiavnička, Mlynná, Vajskovský potok, Jaseniansky potok a Bukovský potok. Uvedené potoky majú prevažne bystrinný charakter s veľkým spádom riečnych korýt. Ich prietoky sa v priebehu roka menia, najviac vody majú v apríli a máji, pričom hlavným zdrojom vody je topiaci sa sneh. Najmenej vodnaté mesiace sú január a február, keď sa zrážky hromadia vo forme snehovej pokrývky.

Geologická stavba územia

Hlavnými stavebnými geologicko-tektonickými jednotkami v skúmanom území je tatrikum a veporikum, najmä ich časti tvorené kryštalinikom. V okrajových častiach skúmaného územia vystupuje fatrikum (krížňanský príkrov) a hronikum (chočský príkrov). Na týchto starších geologicko-tektonických jednotkách sú v častiach skúmaného územia diskordantne uložené mladšie súvrstvia, tvorené terciérom (paleogén, neogén) a kvartérom.

Tatrikum

Budované je kryštalinikom a mezozoickým obalom. Kryštalinikum tatrika vystupuje v západnej časti Nízkych Tatier a od kryštalinika veporika je oddelené čertovickou líniou. Pozostáva z metamorfitov a granitoidov.

Z metamorfitov sú zastúpené hlavne pararuly, migmatity, amfibolity a amfibolické ruly, biotitické fylity a metasedimenty (sivé a nazelenalé bridlice, lokálne tmavé kvarcity). Z granitoidných hornín sú zastúpené hlavne: hybridný granit typu Králička, ďumbiersky granodiorit, prašivský granit až granodiorit, bociansky granodiorit, pegmatit a kremenný diorit.

Obalové mezozoikum je tvorené spodným a stredným triasom. Spodný trias je zastúpený kremitými pieskovcami, kvarcitmi a kremitými zlepencami, ďalej pieskovcami a piesčitými ílovcami. Najvrchnejšie časti spodného triasu sú tvorené doskovými a bunkovými dolomitmi, prípadne kavernóznymi bunkovými vápencami – rauvakmi, sčasti presahujúcimi do stredného triasu. Stredný trias je plošne málo zastúpený a tvoria ho gutensteinské vápence. Z úzkych synklinálne usporiadaných zón v kryštaliniku tatrika sú najvýznamnejšie štruktúry Trangošky a Konského grúňa.

Veporikum

Veporikum v porovnaní s tatrikom predstavuje vrchnejšiu jednotku v alpínskej štruktúre Nízkych Tatier. Ich vzájomný styk je tektonický, má príkrovový charakter a tvorí ho čertovická línia. Budované je kryštalinikom a obalom, tvoreným permom a mezozoikom.

Kryštalinikum tvoria metamorfity staropaleozoického veku, zahrnuté súhrnne Klincom (1976) do hronského komplexu, a granitoidy, predstavujúce kráľovohoľský komplex, ktorého pozícia na hronskom komplexe je interpretovaná príkrovovou tektonikou. Z metamorfitov sú zastúpené hlavne pararuly, svory, fylity, migmatity, metasedimenty, metavulkanity, lokálne sú vyvinuté telesá amfibolitov.

Granitoidy v kryštaliniku vystupujú jednak spojené s migmatitmi, resp. s okatými rulami a jednak samostatne v oddelených šupinách. Zastúpené sú najmä rôzne variety granodioritov, mikrogranitov, žulových porfýrov a granodioritových porfyritov.

Obal veporika je zastúpený permom a mezozoikom. Perm tvoria hlavne arkózové a drobové bridlice a pieskovce, ďalej dioritové porfyrity, tufity a sericiticko-albitické bridlice. Mezozoikum tvoria jednak spodnotriasové súvrstvia kremencov, pieskovcov a bridlíc, ale najmä strednotriasové, resp. vrchnotriasové komplexy vápencov a dolomitov.

Hydrogeologická charakteristika územia

Horninový masív kryštalinika študovaného územia sa vo všeobecnosti vyznačuje nízkou až veľmi nízkou puklinovou priepustnosťou. Zvodnenie horninového masívu je malé

až veľmi malé. Obeh podzemných vôd je viazaný spravidla na zónu zvetrávania a podpovrchového rozpojenia horninového masívu a je plytký. Hlbší obeh podzemných vôd možno predpokladať len v oblastiach intenzívneho tektonického porušenia horninového masívu kryštalinika.

V granitoidoch sú relatívne priaznivejšie podmienky na akumuláciu a obeh podzemných vôd než v kryštalických bridliciach. Tie sú pomerne porušené a rozpukané. Prevažná časť puklinových prameňov má malú výdatnosť medzi 0,05 – 0,5 l . s^{-1}. Na oblasti väčšej rozpukanosti granitoidov sú viazané vývery s výdatnosťou 1 – 5 l . s^{-1}, miestami aj vyššou (napr. v závere Sopotnickej doliny, doliny Bielej vody). Časť podzemných vôd granitoidného masívu viacmenej skryto prestupuje do povrchových tokov, resp. do karbonatických komplexov mezozoika.

Kryštalické bridlice a migmatity kryštalinika Nízkych Tatier sú ako celok málo až veľmi málo zvodnené. Výdatnosť prevažnej väčšiny puklinových a puklinovo-vrstevných prameňov je malá, obyčajne je pod 0,1 l . s^{-1}, málokedy sa pohybuje medzi 0,1 – 0,5 l . s^{-1}. V priaznivejších podmienkach akumulácie podzemných vôd, obyčajne v tektonicky predisponovaných zónach a zlomových líniách, vývery podzemných vôd dosahujú výdatnosť 2,0 – 4,0 l . s^{-1} (napr. pramene pod Pilárovou v Bukoveckej doline), výnimočne aj vyššiu (napr. pramene v hornej časti Lomnistej doliny, v Studenej doline a inde).

V oblasti tatridného kryštalinika je významná hydrogeologická funkcia kvartérnych, najmä glacigénnych sedimentov. K významným vývervom z glacigénnych sedimentov patria napr. vývery v Demänovskej doline, prameň Pod vodojemom s výdatnosťou 6,41 – 32,8 l . s^{-1} a prameň Zadná voda s výdatnosťou 0,74 – 19,8 l . s^{-1} (v hydrologickom roku 1984).

Pre kryštalinikum Nízkych Tatier je dôležitá hydrogeologická funkcia štruktúr mezozoika v zložitej tektonickej pozícii uprostred kryštalinika. K najvýznamnejším patrí napr. tektonická štruktúra Trangošky, vyznačujúca sa rozsiahlou drenážnou činnosťou podzemných vôd okolitého kryštalinika a balvanitých glacigénnych sedimentov kvartéru. Táto štruktúra je odvodňovaná predovšetkým do doliny Trangošského potoka, a to významným prameňom Stará Trangoška, ktorého výdatnosť sa v rokoch 1955 – 1968 (pozorovanie SHMÚ) pohybovala medzi 41,6 – 488,0 l . s^{-1}, s priemerom 90,36 l . s^{-1}. Východnú časť štruktúry odvodňuje významný puklinovo-bariérový prameň Bocianka vo Vyšnej Boci, ktorého výdatnosť (podľa SHMÚ) v hydrologickom roku 1981 bola 24 – 128 l . s^{-1} s priemerom 60,68 l . s^{-1}.

Medzi ďalšie významné mezozoické štruktúry v zložitej tektonickej pozícii s kryštalinikom patrí štruktúra v doline potoka Hodruša, odvodňovaná prameňom Škarkétka 1 (8 – 72 l . s^{-1}) a Škarkétka 2 (2 – 209 l . s^{-1} podľa pozorovania SHMÚ v roku 1981) a štruktúra bacúšskeho mezozoika s viacerými vývermi, z ktorých dva najvýznamnejšie mali výdatnosť podľa jednorazového merania (5. 8. 1983, podľa Dovina et al., 1985) 16,74 l . s^{-1} a 11,01 l . s^{-1}.

Hydrogeochemická charakteristika územia

Pri hodnotení hydrogeochemických pomerov kryštalinika Nízkych Tatier vychádzame z podstatnej časti z chemických analýz vzoriek vôd odoberaných v rokoch 1981 – 1985 a len v malej miere (menej ako 5 %) z archívnych údajov. Celkový použitý materiál pozostáva z vyše 1200 fyzikálno-chemických rozborov podzemných, povrchových a zrážkových vôd. Vzorky vôd analyzovali hydrochemické laboratóriá GÚDŠ, IGHP a GP Spišská Nová Ves. Vzorky snehov boli analyzované v hydrogeochemickom laboratóriu GÚDŠ. Stopové rudné prvky z podzemných a povrchových vôd analyzovalo hydrochemické laboratórium GP Spišská Nová Ves.

Pri hodnotení hydrogeochemických pomerov územia sa hlavný dôraz kladie na podzemné vody, ale aspoň čiastočná pozornosť sa venuje aj zrážkovým a povrchovým vodám, ktoré predstavujú neoddeliteľnú súčasť prírodných vôd kryštalinika Nízkych Tatier.

Zrážkové vody

Východiskový stav procesov tvorby chemického zloženia podzemných aj povrchových vôd predstavuje pôvodný soľný obsah infiltrujúcich zrážkových vôd. Chemické zloženie zrážkových vôd je podané na základe zimných zrážok, snehov. Dôraz na zimné zrážky sa kladie najmä preto, lebo v našich prírodných podmienkach sú pre tvorbu zásob podzemných vôd rozhodujúce a odobratím vzorky z celého profilu snehovej pokrývky na konci zimného obdobia dostaneme najvernejší obraz chemického zloženia infiltrujúcich roztokov, v ktorých je už zahrnutý aj prejav suchého spádu, či už prírodného alebo antropogénneho pôvodu.

Výsledky chemického zloženia snehov z vybraných lokalít v Nízkych Tatrách za desaťročné obdobie (1976 – 1985) sú uvedené v tab. 1 (podľa Vrana et al., 1989) a výsledky jednorazových odberov vzoriek snehov z Nízkych Tatier za február – marec 1985 sú uvedené v tab. 2.

Z uvedených údajov je zrejmé, že ide o kyslé roztoky, ktoré chemickým zložením indikujú antropogénne vplyvy (relatívne vysoké zastúpenie NH_4^+, NO_3^-, SO_4^{2-} zložiek). Roztoky snehov majú zmiešaný typ chemického zloženia Ca–NH_4–Na–SO_4–NO_3–Cl, ale z hľadiska ich celkovej mineralizácie (priemerne 12 – 17 mg . l^{-1} za desaťročné obdobie pozorovania) môžeme konštatovať, že pravdepodobne ide o prejav globálneho znečistenia atmosféry a lokálne zdroje znečisťovania sa tu prejavujú iba ojedinele.

V nižšie položených lokalitách Slovenska, ktoré sú bezprostredne ovplyvnené lokálnymi zdrojmi znečistenia, sú hodnoty celkových mineralizácií niekoľkokrát vyššie (Vrana et al., 1989), v priemere 30 až 40 mg . l^{-1} vrátane badateľne vyšších hodnôt zložiek indikujúcich antropogénne vplyvy NH_4^+ v priemere 1,3 – 1,5 mg . l^{-1}, v Nízkych Tatrách 0,6 – 0,7 mg . l^{-1}, dusičnany v priemere 2,9 – 4,7 mg . l^{-1}, v Nízkych Tatrách 1,5 – 2,7 mg . l^{-1} a sírany v priemere 7,4 – 10,7 mg . l^{-1}, v Nízkych Tatrách 3,6 až 4,0 mg . l^{-1}.

Tab. 1 Priemerné chemické zloženie snehov v oblasti Nízkych Tatier za obdobie 1976 — 1985

Lokalita	p	pH	M	SiO_2	Na	K	NH_4	Mg	Ca
(n)				mg . l^{-1}					
Donovaly									
10	$\bar{x}$	4,36	15,29	0,60	0,41	0,19	0,63	0,49	2,15
	S	0,41	8,94	0,39	0,32	0,19	0,25	1,10	3,93
	min.	3,90	8,81	0,20	0,08	0,07	0,16	0,07	0,29
	max.	5,15	37,71	1,45	1,05	0,70	0,93	3,60	13,00
Chopok — Srdiečko									
9	$\bar{x}$	4,76	13,02	0,57	0,38	0,22	0,88	0,15	0,94
	S	0,86	3,71	0,56	0,20	0,09	0,30	0,08	0,67
	min.	3,95	8,59	0,18	0,20	0,11	0,43	0,08	0,40
	max.	6,45	18,35	1,95	0,74	0,42	1,47	0,34	2,30
Čertovica									
10	$\bar{x}$	4,69	12,87	0,42[1)]	0,50	0,18	0,62	0,17	1,06
	S	0,99	6,39	0,29	0,53	0,11	0,40	0,09	0,93
	min.	4,00	3,90	0,11	0,09	0,05	0,08	0,04	0,24
	max.	7,40	23,90	0,98	1,70	0,44	1,32	0,32	3,30
Chopok — Jasná									
10	$\bar{x}$	4,51	16,69	0,71[1)]	0,28	0,32	0,56	0,58	2,74
	S	0,59	16,15	0,54	0,35	0,62	0,34	1,28	6,15
	min.	4,00	6,07	0,20	0,02	0,03	0,26	0,06	0,26
	max.	6,05	60,05	2,05	1,25	2,10	1,17	4,20	20,00
Ľupčianska dolina									
10	$\bar{x}$	4,42	12,12	0,52[2)]	0,25	0,18	0,60	0,15	1,00
	S	0,34	5,05	0,28	0,19	0,10	0,39	0,07	0,86
	min.	3,90	6,84	0,20	0,05	0,06	0,15	0,06	0,38
	max.	5,05	22,14	1,10	0,77	0,40	1,43	0,31	3,30

Poznámky: $\bar{x}$ — aritmetický priemer, S — smerodajná odchýlka, min. — minimálna hodnota, max. — maximálna hodnota. M — celková mineralizácia, n — počet vzoriek, [1)] n = 7, [2)] n = 9.

Získané výsledky sú významné z dvoch hľadísk:

a) dávajú sprostredkovaným spôsobom prehľad o stave čistoty ovzdušia a pôsobení zdrojov znečisťovania priamo v sledovanom území a v mnohých prípadoch tiež o znečistení ovzdušia zo vzdialených zdrojov (problematika globálneho znečisťovania atmosféry).

pokračovanie tab. 1

Cl	NO_3	SO_4	Sr	Mn	Fe	Al	Zn	Cu	Pb
mg . l^{-1}									
Donovaly									
2,82	1,93	4,19	23	94	251	122[1)]	94	6	14
2,36	1,14	1,50	27	220	436	165	99	7	4
0,85	0,00	2,41	2	7	33	23	22	1	9
9,12	4,15	7,30	90	720	1450	490	310	15	20
Chopok — Srdiečko									
2,54	1,91	3,89	20	43	197	155[1)]	52	2	12
0,90	0,90	1,04	20	29	266	91	34	2	9
1,10	0,60	2,37	5	9	40	26	18	0	2
3,55	3,20	5,41	55	94	880	300	110	5	25
Čertovica									
2,79	1,59	3,74	23	17	138	197[1)]	49	3	16
1,90	0,95	1,64	29	13	119	203	45	1	10
0,55	0,15	1,05	3	4	19	10	6	2	4
5,67	3,75	5,76	100	38	340	600	150	5	30
Chopok — Jasná									
2,37	1,52	3,59	106	951	109	1452[1)]	43	3	13
1,48	0,67	1,73	242	2695	119	3594	57	1	7
0,44	0,83	1,30	3	12	25	30	6	2	5
4,13	3,15	7,51	780	8620	420	9600	200	5	25
Ľupčianska dolina									
2,55	1,73	3,60	17	81	125	163[1)]	68	3	11
1,63	1,54	1,81	12	59	112	218	111	1	6
0,95	0,00	1,70	3	4	32	46	13	2	4
6,22	5,75	7,18	35	160	410	650	380	6	20

b) poskytujú podklady k charakteristike jedného z najdôležitejších komponentov v hydrogeochemicky významnom systéme zrážková voda – vegetácia – pôda – zvetralina – hornina – podzemná voda.

Na základe získaných výsledkov možno konštatovať, že oblasť Nízkych Tatier sa javí ako územie vcelku málo postihnuté lokálnymi antropogénnymi vplyvmi, keďže v porovnaní s chemickým zložením zrážok na území Slovenska vykazujú nízkotatranské lokality hodnoty blížiace sa k minimám pri hodnotení celého súboru. Osobitne treba

upozorniť na veľmi nízke mineralizácie snehov, zistené odbermi vo februári – marci 1985: pod 10 mg . l^{-1}, čo naznačuje, že aj keď sa daná oblasť vyznačuje určitým charakteristickým "priemerným" zložením zrážok, môže to do určitej miery kolísať v dôsledku vplyvov lokálnych zdrojov znečistenia alebo v závislosti od charakteru cyklonálnej situácie. Vychádzajúc z dlhodobých zrážkových úhrnov pre oblasť Nízkych Tatier a koncentrácií zložiek uvedených v tab. 1, pohybuje sa celkový spad solí v zimnom období (X. – III.) v rozmedzí 4 – 9 t . km^{-2}, z toho amoniak 0,2 až 0,3 t . km^{-2}, dusičnany 0,7 – 1,5 t . km^{-2} a sírany 1,5 – 2,1 t . km^{2}.

Na druhej strane napriek uvedenému "fónovému" charakteru "znečistenia" treba upozorniť na skutočnosť, že roztoky, ktoré vznikajú pri topení jarnej snehovej pokrývky, majú veľmi kyslý charakter v dôsledku relatívne veľkého podielu acidifikujúcich aniónov, najmä SO_4^{2-} a NO_3^-. Odzrkadľuje sa to v tom, že vyše 50 % vzoriek z tejto oblasti vykazovalo hodnoty pH 4,4 a nižšie, t. j. tieto roztoky obsahovali voľné silné anorganické kyseliny (hlavne H_2SO_4, menej HNO_3). Pritom v neovplyvnených podmienkach sa pH zrážkových vôd pohybuje okolo 5,6 – 5,7. Výsledky uvedené v tab. 2 naznačujú, že za určitých poveternostných podmienok sa vyskytujú pevné zrážky, ktoré majú regionálne veľmi kyslý charakter, napr. aj preto, že existujú výkyvy vo veľkosti prašného spadu, resp. v čistote ovzdušia, a zrážkové vody sa nestihnú včas neutralizovať rozpúšťaním prachových častíc.

Keďže Nízke Tatry predstavujú horskú, relatívne veľmi čistú oblasť tzv. "headwater control region" s najnižšími hodnotami celkovej mineralizácie snehov, v ich celkovom chemizme výrazne dominujú zložky, odrážajúce antropogénne vplyvy. Práve v takomto prostredí, kde nie je k dispozícii dostatok neutralizujúcich zložiek (prachov a úletov), dochádza v dôsledku rozpúšťania a následnej hydratácie najmä SO_2 a NO_x k acidifikácii zrážok, ktoré spôsobujú najväčšie ekologické škody.

Podzemné vody

Ako vyplýva zo základného primárneho faktora tvorby chemického zloženia podzemných vôd, mineralogicko-petrografického charakteru horninového prostredia ich obehu, dominantným typom chemického zloženia študovaných vôd je rôzne výrazný typ Ca–Mg–HCO_3. V podzemných vodách spätých s horninovým prostredím kryštalinika sú zastúpené hlavne A_2 základné, nevýrazné typy a menej i rôzne nevyhranené, prechodné A_2–$S_2(SO_4)$, resp. zmiešané typy. Pre podzemné vody karbonátov mezozoika v zložitej tektonickej pozícii s kryštalinikom je charakteristický A_2 základný, výrazný typ. Základné, väčšinou nevýrazné A_2 typy sú charakteristické pre podzemné vody glacigénnych a glacifluvigénnych sedimentov. Nevyhranené, najmä zmiešané typy chemického zloženia sú charakteristické pre podzemné vody spodnotriasových kremencov a kremitých pieskovcov.

Mineralizácia skúmaných vôd sa pohybuje prevažne v rozpätí 30 – 300 mg . l^{-1} s maximálnym zastúpením pre silikátogénne vody kryštalinika v rozmedzí 50 až 100 mg . l^{-1}. Najnižšie hodnoty celkovej mineralizácie, menej ako 50 mg . l^{-1} sú charakteristické pre podzemné vody silikátových hornín spodného triasu a permu

Tab. 2 Chemické analýzy snehov z lokalít v Nízkych Tatrách (február — marec 1985)

Zložka	Lokalizácia — dátum odberu					
	Donovaly	Ľupčianska dolina	Chopok — Srdiečko	Demänovská dolina	Čertovica	Kráľova hoľa
	18. 2. 85	19. 2. 85	21. 2. 85	19. 2. 85	18. 2. 85	8. 3. 85
Min	16,27	7,99	8,73	7,86	7,73	6,99
pH	4,10	4,40	4,32	4,30	4,25	4,30
Na	0,74	0,23	0,30	0,21	0,24	0,17
K	0,15	0,084	0,16	0,086	0,041	0,035
NH_4	0,59	0,38	0,78	0,28	0,52	0,33
Mg	0,25	0,15	0,13	0,14	0,08	0,06
Ca	0,85	0,57	0,56	0,60	0,24	0,22
Cl	1,80	1,00	1,15	1,50	0,40	0,25
NO_3	4,15	1,90	1,75	1,55	2,60	2,05
SO_4	5,85	3,00	3,40	3,20	3,05	3,20
SiO_2	0,85	0,30	0,18	0,25	0,25	0,18
Sr	0,015	0,019	0,015	0,017	0,011	0,008
Mn	0,035	0,014	0,023	0,034	0,055	0,0075
Fe	0,37	0,14	0,075	0,12	0,095	0,28
Al	0,49	0,14	0,15	0,15	0,12	0,31
Zn	0,031	0,015	0,018	0,014	0,016	0,19
Cu	0,0054	0,0023	0,0018	0,0018	0,0020	0,0023
Pb	0,0020	0,0098	0,0011	0,0075	0,011	0,018

Poznámka: Hodnoty dusitanov a fosforečnanov boli pod detekčným limitom. Údaje sú uvedené (okrem pH) v mg . l^{-1}. Obsah HCO_3 iónov bol vo všetkých vzorkách nulový.

(kremité pieskovce a kremence) a pre vrcholové časti kryštalinika hlavného hrebeňa Nízkych Tatier. V podzemných vodách glacigénnych sedimentov (menej sú zastúpené i glacifluviálne sedimenty) sú hodnoty celkových mineralizácií v porovnaní s kryštalinikom o niečo vyššie, prevažujú hodnoty v rozmedzí 100 – 150 mg . l^{-1}.

V podzemných vodách karbonátov mezozoika v zložitej tektonickej pozícii s kryštalinikom sa pohybujú hodnoty celkových mineralizácií prevažne v rozmedzí 150 – 300 mg . l^{-1}.

Podzemné vody skúmaného územia majú vadózny pôvod a ich chemické zloženie je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom horninového prostredia, v ktorom sa formujú. V súlade s genetickou klasifikáciou chemického zloženia podzemných vôd Západných Karpát (Gazda, 1975) ich zaraďujeme do petrogénneho podtypu atmosférogénnych vôd. V závislosti od toho, ktorý, resp. ktoré z mineralizačných procesov prebiehajúcich na fázovom rozhraní hornina – voda (v konkrétnych podmienkach skúmaného územia je to predovšetkým hydrolytický rozklad silikátov, oxidácia sulfidov, rozpúšťanie karbonátov a menej aj sadrovca) sa pri

tvorbe chemického zloženia vôd uplatňujú ako určujúce, rozlišujeme v ich rámci niekoľko genetických skupín. Pre granitoidy a metamorfity kryštalinika, glacigénne sedimenty kvartéru, kremité pieskovce až kremence spodného triasu a permu je charakteristický výskyt silikátogénnych a menej i prechodných silikátovo-sulfidogénnych vôd. Karbonátogénne vody sú viazané na okrajové vápencovo-dolomitické komplexy mezozoika. Veľmi dôležité, hlavne z hľadiska množstva vody sú silikátovo-karbonátogénne vody karbonátov mezozoika v zložitej tektonickej pozícii s kryštalinikom.

Vymedzené genetické typy podzemných vôd sú charakterizované určitým typom chemického zloženia a veľkosťou mineralizácie. Variabilita mineralogicko-petrografického, a tým aj chemického zloženia kolektorských a izolátorských hornín, podmienok infiltrácie a obehu zrážkových vôd a ďalších spolupôsobiacich faktorov zapríčiňuje, že chemické zloženie a celková mineralizácia jednotlivých genetických typov a hydrogeologických celkov kolíšu. Priestorová variabilita chemického zloženia je determinovaná najmä geologickou stavbou a časová variabilita hlavne zmenami klimatických pomerov. Zmeny chemického zloženia v čase.v protiklade so zmenami výdatnosti sú všeobecne podstatne menšie a výraznejšie neovplyvňujú jeho hydrogeochemickú ani genetickú klasifikáciu.

Silikátogénne vody

Plošne najrozšírenejším (v závislosti od geologickej stavby skúmaného územia) genetickým typom sú silikátogénne vody.

Silikátogénne podzemné vody skúmaného územia sú geneticky späté výlučne s horninami tatridného a veporidného kryštalinika (granitoidy a metamorfity), glacigénnymi, menej i glacifluviálnymi sedimentmi kvartéru, kremitými pieskovcami až kremencami spodného triasu a permu a v menšej miere, najmä v prípade malužinského súvrstvia, aj so sekundárnymi slabo premenenými vulkanitmi. Najdôležitejším a najcharakteristickejším predstaviteľom silikátogénnych vôd skúmaného územia sú podzemné vody kryštalinika. Základné hydrochemické parametre podzemných vôd kryštalinika sú uvedené v tab. 3.

Chemické zloženie podzemných vôd kryštalinika v skúmanom území sa formuje za špecifických podmienok, čo sa v ňom výrazne odráža. Nízka teplota, špecifická geomorfologická stavba územia a všeobecne nízka hydrogeochemická aktivita prevažne silikátového materiálu horninového prostredia spôsobujú, že hydrogeochemické procesy, formujúce chemické zloženie podzemných vôd, prebiehajú s minimálnou intenzitou. Vplyvom uvedeným podmienok je kvantitatívny efekt mineralizačných procesov danej oblasti determinovaný vysokou rýchlosťou odtoku podzemných vôd, čoho odrazom sú nízke hodnoty celkovej mineralizácie (prevažne v rozmedzí 50 až 100 mg . l^{-1}) a výrazná nenasýtenosť podzemných vôd voči horninovému prostrediu ich obehu. Vcelku nepozorujeme žiadne výraznejšie charakteristické rozdiely v chemickom zložení vôd granitoidného plutónu a metamorfného plášťa a preto sú hodnotené súčasne. Vyplýva to z blízkej podobnosti ich mineralogicko-petrografického a hlavne chemického zloženia. Keďže intenzita hydrolytického rozkladu silikátových minerálov mierne rastie od svetlých k tmavým, najvyššie hodnoty celkovej mineralizácie

Tab. 3 Chemické zloženie silikátogénnych podzemných vôd a povrchových vôd kryštalinika Nízkych Tatier

Zložka / Zdroj	Min.	SiO_2	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO_3
granity n = 33	72,2	6,8	1,6	0,5	2,8	10,6	1,5	4,1
metamorfity n = 41	79,2	9,2	2,5	0,7	3,0	10,4	1,9	4,2
spodný trias n = 26	24,8	4,3	0,4	0,3	1,8	5,2	1,2	2,1
povrchové vody n = 124	58,9	7,2	1,9	0,5	1,8	8,5	0,7	2,8

Zložka / Zdroj	SO_4	HCO_3	Na/K	Mg/Ca	SO_4/M	S_1	$S_2(SO_4)$	A_2
granity n = 33	7,9	35,2	7,2	0,45	0,11	11,1	21,2	64,7
metamorfity n = 41	10,0	36,1	6,6	0,47	0,10	14,9	19,8	64,5
spodný trias n = 26	4,8	18,8	2,7	0,66	0,15	18,6	27,9	36,1
povrchové vody n = 124	7,5	27,7	6,7	0,37	0,13	12,6	22,8	62,4

Poznámka: Hodnoty predstavujú aritmetické priemery, n — počet vzoriek. Mineralizácia a jej komponenty sú udané v $mg \cdot l^{-1}$.

podzemných vôd obyčajne pozorujeme z amfibolitov a najnižšie z granitov, hoci typovo sa podzemné vody jednotlivých horninových celkov kryštalinika prakticky vôbec nelíšia. Diskutovaný nárast hodnôt celkovej mineralizácie v smere pribúdania tmavých minerálov v horninovom prostredí obehu podzemných vôd býva však často potláčaný ďalšími primárnymi genetickými faktormi (hlavne rýchlosť a dĺžka obehu, a tým aj doba interakcií voda – hornina), ktoré ďalej intenzívne vplývajú na hodnoty celkových mineralizácií podzemných vôd.

Výsledné chemické zloženie podzemných vôd kryštalinika je v prevažnej miere kombináciou troch mineralizačných procesov, a to hydrolytického rozkladu silikátových minerálov, oxidačnej degradácie sulfidov a rozpúšťania karbonátov. V závislosti od stupňa uplatnenia uvedených procesov kolíše od základného výrazného $Ca–HCO_3$, resp. $Ca–(Mg)–HCO_3$ typu cez základné nevýrazné $Ca–HCO_3$, resp. $Ca–(Mg)–HCO_3$ k prechodným $Ca–HCO_3–SO_4$ až zmiešaným typom. V katiónovej časti chemického zloženia je podstatne zastúpený Ca (vo všetkých prípadoch nad 50 mmol %) a Mg (prevažujú obsahy 10 – 30 mmol %). Obsahy alkálií sú podstatne nižšie (Na^+ 3 až 8 mmol %, K^+ menej ako 3 mmol %).

Ak za hlavný zdroj uvoľňovania prvkov z pevnej bázy silikátových hornín kryštalinika pokladáme hlavne hydrolytický rozklad silikátových minerálov (z kvantitatívneho hľadiska je najdôležitejší rozklad živcov, ktoré predstavujú 55 – 65 obj. % horniny, z čoho plagioklasy okolo 45 – 50 obj. % a biotit 8 – 15 obj. %), pričom ako hlavný zdroj H^+ iónov tu vystupuje hydratácia a následná disociácia prevažne biogénneho CO_2, musíme predpokladať tesný korelačný vzťah medzi Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, SiO_2 a HCO_3-. Z výsledkov korelačnej analýzy (tab. 4) však vyplýva, že štatistický významný tesný korelačný vzťah existuje medzi zložkami $Ca–HCO_3$, $Na–SiO_2$, Na–K a menej medzi zložkami Mg–Ca a $K–SiO_2$. Keď však zoberieme do úvahy, že plagioklasy dosahujú zväčša bázicitu andezínu, t. j. majú prevahu Na nad Ca, ostáva otvorená otázka "nadbytočného" množstva Ca (menej i Mg) v podzemných vodách.

Tesný korelačný vzťah zložiek $Ca–HCO_3$ a $Mg–HCO_3$ a štatisticky významne odlišný korelačný vzťah medzi zložkami $Ca–SiO_2$ a $Mg–SiO_2$ naznačuje, že výrazné obohacovanie sa o Ca v podzemných vodách pravdepodobne súvisí s inými procesmi ako s hydrolytickým rozkladom alumosilikátov, pričom pôvod Mg^{2+} musíme predovšetkým spájať so zvetrávaním biotitu, resp. amfibolu. Pri tvorbe chemického zloženia týchto vôd mineralizačný vplyv hydrolýzy silikátov zrejme značne potláčajú iné procesy (hlavne rozpúšťanie karbonátov, alochtónny prínos solí týchto prvkov a mineralizačné účinky vegetačného, resp. pôdneho pokryvu). Účinok posledne menovaného môže zrejme zohrávať veľmi dôležitú úlohu, lebo s najnižšie mineralizovanými (menej ako 30 mg . l^{-1}) a z hľadiska chemického zloženia najmenej vyhranenými typmi sa stretávame najmä v podzemných vodách vrcholových častí kryštalinického masívu, kde v podstate neexistuje pôdny pokryv.

Aniónovú časť chemického zloženia skúmaných podzemných vôd v podstatnej miere utvárajú ióny HCO_3^- (v 90 % prípadov obsah HCO_3^- > 50 mmol %), uvoľňované do kvapalnej fázy pri hydrolytickom rozklade silikátov. Druhou najvyššie zastúpenou zložkou sú SO_4^{2-} ióny, ktorých obsah sa pohybuje v rozmedzí 10 až 30 mmol %. Koncentrácie iónov SO_4^{2-} majú alochtónny (prevažne atmosférický) a tiež

Tab. 4 Korelačná matica hlavných zložiek podzemných vôd kryštalinika

Zložka	M	SiO_2	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO_3	SO_4	HCO_3
M	1									
SiO_2	0,08	1								
Na	0,19	0,74	1							
K	0,24	0,64	0,74	1						
Mg	0,82	-0,09	-0,01	0,17	1					
Ca	0,86	-0,18	-0,10	-0,10	0,65	1				
Cl	0,34	0,22	0,51	0,46	0,20	0,09	1			
NO_3	0,12	-0,07	-0,07	-0,05	0,08	0,16	0,12	1		
SO_4	0,72	-0,11	-0,00	0,09	0,68	0,68	0,19	0,07	1	
HCO_3	0,88	-0,13	-0,05	0,02	0,81	0,84	0,10	-0,08	0,55	1

Poznámka: 77 vzoriek vôd z prameňov, 7 z vrtov, 4 zo štôlní.

autochtónny pôvod. Už zrážkové vody sú nositeľom značného množstva síranov, ktoré sa pri prestupe korunou lesa ďalej zvyšuje. Vegetácia je schopná aj priamo využívať atmosférickú síru, a to jednak z aerosolov usadených na povrchu vegetačných orgánov a jednak absorpciou plynného SO_2. Množstvo takto zachytenej síry môže tvoriť až tretinu jej celkového vstupu do lesných ekosystémov. Pretože v nadzemnej i podzemnej biomase lesných drevín sa síra akumuluje iba nepatrne, hromadí sa v pôde. Tak priamo vo forme iónov SO_4^{2-}, ako aj v rôznych organických formách, ktoré sú permanentne biochemicky mineralizované. Ióny SO_4^{2-} nie sú v pôde významnejšie zadržiavané fixačnými, resp. iónovýmennými procesmi a prevažne sa vyplavujú do podzemných vôd.

Zdrojom autochtónnych SO_4^{2-} iónov je oxidačná degradácia sulfidických minerálov, ktorá v prípade zvýšeného fónu sulfidickej síry v horninovom prostredí formuje pomerne výraznú $S_2(SO_4)$ zložku.

Prevažne alochtónny pôvod majú chloridy a dusičnany. Zdrojom chloridov sú hlavne morské a zrejme aj technogénne soli, resp. látky rozptýlené v atmosfére, a interakcie zrážkových vôd s vegetáciou. Malé množstvá chloridov sa môžu uvoľňovať aj pri hydrolytickom rozklade sľúd (hlavne biotitu), rozklade akcesorických minerálov (najmä apatitu), reps. z kvapalných uzavrenín minerálov. Koncentrácia dusičnanov je kontrolovaná hlavne pôdnymi biochemickými procesmi. Na týchto procesoch sa zúčastňuje aj pomerne značné množstvo NH_4–N a NO_3–N antropogénneho pôvodu, transportované do pôdy zrážkovými vodami. Na rozdiel od síry a chlóru sa dusík výrazne akumuluje v podzemnej i nadzemnej biomase lesných ekosystémov. Preto sú dusičnany intenzívnejšie vyplavované do podzemných vôd najmä v období s nízkou aktivitou v zimných mesiacoch.

Na získanie predstavy o výskyte foriem dusíka v prírodných vodách Nízkych Tatier boli sledované obsahy NH_4^+, NO_2^- a NO_3^- v povrchových vodách dvoch výškových profilov v kryštaliniku Nízkych Tatier po cca 50 výškových metroch, a to v dolinách Široká – Luková a v Jánskej doline v júni 1985, keď sa ešte na vrcholoch vyskytovali zvyšky starého snehu a v noci predtým napadlo cca 5 cm nového snehu. V snehoch

(v Jánskej doline) bol zistený obsah NH_4^+ 0,3 mg . l^{-1} (starý sneh) a 0,46 mg . l^{-1} (nový sneh). Voda tesne pod výtokom zo snehového splavu obsahovala 0,03 mg . l^{-1} NH_4^+ iónov. Ďalej už NH_4^+ nebol zistený ani v jednej vzorke. Obsah NO_3^- nebol zistený ani v snehu, ani v povrchových vodách. V snehu bol obsah NO_3^- iónov 0,5, resp. 0,35 mg. l^{-1} a obsah NO_3^- s klesajúcou nadmorskou výškou viac-menej pravidelne rástol až do hodnoty okolo 3 mg . l^{-1}.

Zo základného matematicko-štatistického spracovania hlavných zložiek podzemných vôd kryštalinika vyplýva, že prakticky pre žiadnu z hlavných zložiek vôd nie je charakteristický normálny charakter rozdelenia. Testovaním (pomocou Chí-kvadrátu) bola len v niekoľkých prípadoch dosiahnutá zlá zhoda s normálnym rozdelením. Charakteristickým typom rozdelenia pre jednotlivé testované zložky je hlavne lognormálne a γ rozdelenie. Z termodynamického hľadiska tieto zistenia znamenajú, že skúmané vody nedosahujú stav chemickej rovnováhy (jej matematicko-štatistickým modelom je normálny charakter rozdelenia) v systéme voda – hornina.

Analogické závery vyplývajú aj z výsledkov termodynamickej analýzy (tab. 5), z ktorej je zrejmá charakteristická nedosýtenosť týchto vôd voči hlavným minerálnym fázam horninového prostredia. Uvedené vody sú iba v stave tzv. difúzno-dynamickej rovnováhy, charakteristickej pre prevažnú väčšinu prírodných vôd s aktívnou vodovýmenou.

Tab. 5 Výsledky termodynamickej analýzy silikátových rovnováh podzemných vôd kryštalinika

Prostredie obehu podzemných vôd		I_{ab-k}	I_{an-k}	I_{m-k}	I_{il-k}	I_{cm-k}	I_{k-g}	I_s
1	min	-6,13	-9,68	-4,11	-3,67	$-1,24^x$	3,19	-1,30
	max	-4,11	-6,64	-1,95	-1,75	$-0,38^x$	4,26	-0,77
	x_a	-5,01	-8,15	-2,89	-2,64	$-0,73^x$	3,65	-1,08
2	min	-5,54	-10,03	-3,31	-3,17	$-0,97^{xx}$	3,05	-1,38
	max	-3,34	-5,34	-1,34	-1,30	$-0,01^{xx}$	4,39	-0,71
	x_a	-4,49	-7,76	-2,35	-2,21	$-0,53^{xx}$	3,84	-0,97
3	min	-6,13	-10,03	-4,11	-3,67	-1,24	3,05	-1,38
	max	-3,34	-6,64	-1,34	-1,30	-0,01	4,39	-0,71
	x_a	-4,72	-7,93	-2,59	-2,41	-0,62	3,76	-1,02

Poznámka: 1 — granitoidy, n = 33; 2 — metamorfity, n = 40; 3 — kryštalinikum vcelku, n = 77; 18 % (1) resp. 33 % (2) vzoriek spadalo do konvenčného rozhrania rovnováhy ± 0,50.

Ako sme už spomenuli, nepozorujeme štatisticky významné charakteristické rozdiely v chemickom zložení podzemných vôd granitoidov a hornín metamorfného plášťa. Určité, ale štatisticky nevýznamné rozdiely boli pozorované v hodnotách celkovej mineralizácie (mierne zvýšené vo vodách metamorfitov). Obdobne je vo vodách metamorfitov mierne zvýšený aj obsah Mg^{2+}, Na^+ a K^+ a naopak, obsah Ca^{2+} je mierne zvýšený vo vodách granitoidov.

Popísané a diskutované zákonitosti procesov tvorby a charakteru chemického zloženia silikátogénnych podzemných vôd kryštalinika (granitoidy, metamorfity) v podstate úplne platia aj pre ostatné silikátogénne podzemné vody Nízkych Tatier geneticky spätých so silikátovými horninami, hlavne s glacigénnymi sedimentmi kvartéru, spodnotriasovými a kremitými pieskovcami a kremencami a v prípade malužinských vrstiev aj so sekundárne slabo premennými vulkanitmi. Najnižšími mineralizáciami z uvedených vôd sa vyznačujú vody spodnotriasových kremencov. Ich veľmi nízka mineralizácia, často aj menej ako 20 mg . l^{-1} (tab. 3), súvisí s výraznou hydrogeochemickou inaktivitou horninového prostredia a prevažne ju tvorí len alochtónny prínos solí, resp. mineralizačný účinok pôdneho, vegetačného pokryvu (charakteristické sú relatívne zvýšené obsahy NO_3^-, NH_4^+ iónov). V podzemných vodách glacigénnych (menej i glacifluviálnych) sedimentov kvartéru sa v dôsledku relatívne mierne odlišných podmienok tvorby (relatívne pomalšie a vyrovnanejšie prúdenie) vyskytujú zvýšené hodnoty celkových mineralizácií a charakteristický je aj výraznejší A_2 charakter.

Silikátovo-sulfidogénne vody

V oblastiach, kde sa v horninovom prostredí kryštalinika Nízkych Tatier vyskytujú zvýšené obsahy sulfidickej síry, dochádza v prevažne základnom, nevýraznom Ca–Mg –HCO_3 type chemického zloženia podzemných vôd k rôzne výrazným posunom smerom k $S_2(SO_4)$ typom, za charakteristického rastu hodnôt celkovej mineralizácie. Pre tieto typy vôd je veľmi charakteristický zvýšený obsah kovových stopových prvkov, ktorý nadobúda až hydrogeochemicko-prospekčný význam. Z rudných stopových prvkov bol najvyšší obsah zaznamenaný pri Sb – až 3,5 mg . l^{-1} (v banských vodách na Dúbrave) a As – 1,05 mg . l^{-1} (vo vode zo štôlne č. 1 v oblasti Jasenie – Kyslá). Základom procesu oxidácie sulfidov (v skúmanom území sa vyskytuje najmä pyrit, arzenopyrit, antimonit, tetraedrit a sfalerit v rozptýlenej a aj v akumulovanej forme) je zmena valencie sulfidickej síry. V prostredí obsahujúcom O_2 a rozpustený CO_2 sú sulfidy nestabilné a prechádzajú do kyslíkatých zlúčenín – oxidov, hydroxidov, sulfátov a karbonátov, pričom sa uvoľňuje aj voľná kyselina sírová. Rozpustnosť novovzniknutých foriem, hlavne sulfátov, je neporovnateľne vyššia, ako pri primárnych sulfidoch, vďaka čomu prírodné vody sulfátového štádia zóny oxidácie sulfidických minerálov sa intenzívne obohacujú iónmi ťažkých kovov. Pri oxidácii uvoľňovaná kyselina sírová výrazne zvyšuje hydrolytickú kapacitu prestupujúcich vôd a napomáha ďalšiu oxidáciu. Intenzita oxidácie sulfidov výrazne vzrastá pri pôsobení mikroorganizmov (najmä baktérií *Thiobacilus thiooxidans, Th. ferrooxidans* a *Th. thioparus*) troj- až desaťnásobne. V prírodných podmienkach, v ktorých sa skúmané vody tvoria, je celková intenzita tohto procesu pomerne slabá, a to aj v prípade, keď sú podzemné vody v styku s významnejšími akumuláciami sulfidov. Hlavnou príčinou je slabá aktivita thionových baktérií, podmienená nedostatkom živín a nízkymi priemernými i absolútnymi teplotami prostredia tvorby skúmaných vôd. V dôsledku toho sa vody sulfidogénneho typu v skúmanom území vyskytujú len sporadicky a sú zastúpené hlavne iba prechodné silikátovo-sulfidogénne typy.

Tab. 6 Základné hydrogeochemické parametre silikátovo-sulfidogénnych vôd

Lokalizácia	Min.	SO_4^{2-}	HCO_3^-	SO_4/M	Mg/Ca	S_1	S_2/SO_4	A_2	A_3	typ Gazda
oblasť Dúbravy										
výtok zo štôlne Svätopluk	299,8	88,47	128,14	0,23	0,89	11,26	36,46	52,13	0,14	A_2 nevýr.
výtok zo štôlne Samuel	263,76	79,42	109,83	0,23	0,84	11,39	37,54	50,91	0,16	A_2 nevýr.
výtok z HDP	203,37	64,19	73,22	0,24	0,78	4,79	45,83	49,18	0,21	$A_2 — S_2(SO_4)$ prech.
výtok z flotačnej štôlne	290,05	87,65	109,83	0,24	0,76	6,04	45,87	47,9	0,19	- " -
oblasť Magurky										
výtok zo štôlne Leopold	92,82	13,58	48,03	0,12	0,44	6,3	24,38	67,88	0,1	A_2 nevýraz.
výtok zo štôlne František	121,95	28,81	50,85	0,19	0,43	5,46	37,71	52,36	0,11	A_2 nevýraz.
výtok zo štôlne August	111,25	22,22	50,85	0,17	0,40	5,35	32,56	58,66	0,05	A_2 nevýraz.
výtok zo štôlne Kilian	123,89	27,98	50,85	0,18	0,40	5,73	36,37	52,12	0,02	A_2 nevýraz.
oblasť Jasenia										
výtok zo štôlne č. 1 v Špigl. dol.	155,29	22,22	85,43	0,12	0,74	5,52	22,5	71,85	0,12	A_2 výraz.
výtok z čelby v štôlni č. 2 v Šifrov. dol.	80,63	11,11	28,53	0,13	0,52	17,45	23,45	45,22	2,76	zmieš.
vrt Šp-12	124,29	22,22	67,73	0,16	0,57	6,24	25,22	68,22	0,32	A_2 výraz.
vrt Šp-1	202,05	23,46	115,9	0,10	0,92	17,05	4,18	78,01	0,76	A_2 výraz.
výtok zo štôlne č. 3 v Prostrednej doline	106,33	17,28	17,28	0,13	0,44	13,28	20,59	65,97	0,16	A_2 výraz.

Základné hydrogeochemické parametre silikátovo-sulfidogénnych vôd v troch najznámejších oblastiach Nízkych Tatier s výskytom zrudnenia sú v tab. 6.

Silikátovo-karbonátogénne vody

Podzemné vody prechodného, silikátovo-karbonátogénneho typu sú v skúmanom území charakteristické najmä pre podzemné vody karbonátov mezozoika v zložitej tektonickej pozícii s kryštalinikom. V ich chemickom zložení pozorujeme prejavy oboch základných mineralizačných procesov (hydrolýza silikátov, rozpúšťanie karbonátov). Rozpúšťanie karbonátov má však neporovnateľne vyšší kvantitatívny účinok, a preto pomerne rýchlo potláča silikátogénny pôvod v chemickom zložení podzemných vôd. Vo všeobecnosti vykazuje uvedený prechodný genetický typ nižšie hodnoty celkovej mineralizácie (v porovnaní s karbonátogénnymi vodami), aj keď už pri výraznom A_2 type. Veľmi dobrým charakteristickým koeficientom na posúdenie silikátogénneho podielu týchto vôd je koeficient (Na + K)/(Mg + Ca). Pre karbonátogénne vody Západných Karpát sú hodnoty tohto koeficientu pod 0,01 (priemer 0,005, podľa Rapant in Kullman et al., 1985). V silikátogénnych vodách sú výrazne vyššie, hlavne v kryštaliniku, väčšinou nad 0,1. Hodnota uvedeného koeficientu v podzemných vodách granitoidov študovaného územia (n = 55) sa pohybuje v rozmedzí 0,061 – 0,317 s priemernou hodnotou 0,144 a v podzemných vodách metamorfitov (n = 48) v rozmedzí 0,051 – 0,497 s priemernou hodnotou 0,19. V silikátovo-karbonátogénnych vodách sa hodnoty tohto koeficientu pohybujú prevažne v rozpätí 0,01 – 0,1.

Z hydrogeologického hľadiska predstavujú silikátovo-karbonátogénne vody pomerne veľmi významný typ vôd, lebo pôvodne sa silikátogénne vody kryštalinika, paleozoika a spodnotriasových kremencov vo forme ponorov a skrytých prestupov významne podieľajú na dotácii vôd karbonátov, v zložitej tektonickej pozícii s kryštalinikom.

Charakteristickým príkladom vôd vyvierajúcich v karbonátoch a nesúcich aj pôvodnú silikátogénnu mineralizáciu sú napr. pramene na Trangoške, v Bacúšskom mezozoiku a prameň Rybáreň v Šumiaci. Prameň Bocianka v Bocianskej doline zasa naopak nesie znaky karbonatickej mineralizácie, hoci vyviera v spodnotriasových kremencoch. Základné hydrogeochemické parametre uvedených podzemných vôd sú v tab. 7.

Typický príklad postupného doznievania silikátogénnej mineralizácie a jej prekrytie karbonátogénnou sú pramene Sokolová dolina č. 1 až 6 (prameň č. 1 a – f). V týchto prameňoch s klesajúcou nadmorskou výškou je charakteristický trend nárastu hodnôt celkových mineralizácií, pH a A_2 zložiek a zodpovedajúci pokles hodnôt koeficientu (Na + K)/(Mg + Ca) a S_1 zložiek.

V uvedenej štruktúre je charakteristické, že aj keď sa všetkých 6 prameňov od seba hlavnými črtami chemizmu vôbec nelíši, dochádza tu k určitému rozvrstveniu, a to vytvorením akoby dvoch pomerne samostatných hydrogeochemických štruktúr medzi prameňmi 1 – 3 a prameňmi 4 – 6. Zatiaľ čo v prameňoch 1 – 3 je pôvodný silikátogénny charakter podzemných vôd evidentný (relatívne nízke mineralizácie,

Tab. 7 Základné hydrogeochemické parametre silikátovo-karbonátogénnych vôd

Č. prameňa	M	pH	SiO_2	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na/K	Mg/Ca	SO_4/M	$\frac{Na+K}{Mg+Ca}$	S_1	S_2	$S_2(SO_4)$	A_2	A_3
1a	215,78	7,35	13,85	13,65	140,35	2,21	0,77	0,05	0,015	1,52	17,16	10,05	81,21	0,1
1b	216,33	7,9	3,6	14,53	140,35	2,12	0,76	0,05	0,015	1,49	17,83	10,61	80,63	0,04
1c	216,01	7,85	3,6	16,05	137,3	2,12	0,77	0,06	0,015	1,49	19,66	11,71	78,8	0,04
1d	278,97	8,0	2,4	20,85	186,11	2,18	0,85	0,06	0,008	0,8	16,55	11,76	82,64	0,02
1e	280,38	8,0	2,4	23,23	186,11	2,43	0,88	0,06	0,009	0,9	17,5	12,95	81,61	0,04
1f	289,08	8,1	3,4	20,19	195,26	2,31	0,96	0,06	0,008	0,8	14,76	11,09	84,45	0,02
2	178,13	7,4	4,8	12,35	114,12	4,08	0,72	0,06	0,029	2,9	16,61	11,06	80,41	0,04
3a	98,51	7,1	5,2	7,0	57,56	3,82	0,57	0,06	0,039	3,8	19,96	11,82	75,85	0,38
3b	186,04	7,05	4,8	32,92	97,02	3,64	0,65	0,13	0,034	3,34	32,21	27,78	64,07	0,38
4	101,81	6,95	5,6	6,17	62,85	3,02	0,61	0,05	0,04	4,07	18,29	9,68	77,36	0,27
5	167,44	7,6	9,01	26,75	85,43	3,94	0,55	0,13	0,07	0,72	27,06	26,33	66,03	0,18

Poznámka: Pramene č. 1 a — f (Bacúšske mezozoikum, Sokolová dolina), prameň č. 2 Bacúšske mezozoikum, Nemcová dolina, prameň č. 3a, 3b synklinála Trangošky, prameň č. 4 prameň Bocianka, prameň č. 5 Šumiac, prameň Rybáreň.

zvýšené obsahy alkálií), pramene 4 – 6 skôr predstavujú už prechod k typickým karbonátogénnym vodám.

V oboch prípadoch sú dôležité relatívne vysoké hodnoty pH (v prameňoch 1 až 3: 7,85 – 7,9 a v prameňoch 4 – 6: 8,0 – 8,1). V prípade podzemných vôd z karbonátov by vody s takými vysokými hodnotami pH mali dosahovať hodnoty celkovej mineralizácie aspoň okolo 350 – 400 mg . l^{-1}. Spôsobené je to uplatnením sa hydrolytickej kapacity prestupujúcich vôd najprv voči silikátovým minerálom, hydrolýza ktorých má v porovnaní s rozpúšťaním karbonátov mnohonásobne nižší kvantitatívny účinok.

Ďalším príkladom, ako sa mení chemické zloženie silikátogénnych vôd kryštalinika pri prestupe cez karbonáty mezozoika, sú pramene v synklinále Trangošky. Tu sa stretávame s dvoma typmi obehových ciest. Hlavný prameň, prameň č. 3a Stará Trangoška s priemernou výdatnosťou okolo 70 l . s^{-1}, predstavuje vody infiltrujúce v kryštaliniku, ktoré rýchlymi preferovanými cestami prúdenia pretečú triasovými karbonátmi, pričom približne zdvojnásobia hodnotu svojej mineralizácie v porovnaní s podzemnými vodami kryštalinika a zvýraznia svoj A_2 charakter. Podzemná voda vedľajšieho prameňa (3b) v Trangoške (výdatnosť približne 3 – 5 l . s^{-1}), vyvierajúca niekoľko metrov pod hlavným prameňom, predstavuje zrejme hlbší obeh. Tieto vody pravdepodobne zostupujú až na bázu mezozoického komplexu synklinály Trangošky a dostávajú sa do kontaktu s pestrým ílovito-piesčitým bridličnatým súvrstvím spodného triasu s výskytom sadrovca, resp. anhydritu. Pri formovaní ich chemického zloženia sa uplatňuje ďalší mineralizačný proces – rozpúšťanie spodnotriasových sadrovcov [pozri zvýšenú hodnotu $S_2(SO_4)$ zložky, resp. koeficientu SO_4/M v tab. 7].

Obdobný príklad je zrejme aj prameň Rybáreň (prameň č. 5), ktorého podzemné vody formujú svoje chemické zloženie najprv v granitoidoch a metamorfitoch veporského kryštalinika, potom v spodnotriasových kremencoch a $S_2(SO_4)$ zložku získavajú kontaktom so sadrovcovo-, resp. anhydritonosným súvrstvím spodného triasu.

Veľmi komplikovanú genézu chemického zloženia má prameň Bocianka (prameň č. 4), ktorý sa formuje najprv v kryštaliniku, potom v karbonátoch mezozoika, v ktorých však musí podzemná voda zrejme len veľmi rýchlo precirkulovať v preferovaných cestách prúdenia po zlomoch (pozri nízku hodnotu celkovej mineralizácie, zvýšenú hodnotu A_2 zložky) a v spodnotriasovom súvrství (výver v kremencoch) sa v kontakte s čistými kremencami vôbec nemetamorfuje.

Povrchové vody

Veľmi dôležitú súčasť prírodných vôd Nízkych Tatier, ktorým bola doposiaľ venovaná relatívne veľmi malá pozornosť, predstavujú vody povrchových tokov – potokov. Tieto vody nielen že predstavujú značnú časť zásob všetkých prírodných vôd a významne sa podieľajú na doplňaní zásob podzemných vôd nižšie ležiacich oblastí (hlavne vápencovo-dolomitické komplexy mezozoika), ale sú aj veľmi dôležitým a citlivým ukazovateľom stupňa kontaminácie prírodného prostredia Nízkych Tatier.

Pri formovaní chemického zloženia povrchových vôd platia v podstate všetky vyššie popísané a diskutované zákonitosti ako v prípade podzemných vôd, a povrchové vody sú vo veľmi úzkom hydraulickom a aj hydrochemickom vzťahu s podzemnými vodami. Pri formovaní chemického zloženia povrchových vôd v porovnaní s podzemnými vodami možno predpokladať väčšie uplatnenie mineralizačných procesov na fázovom rozhraní voda – pôda, resp. voda – zvetralina, než interakcie s horninou.

Ako vidieť z tab. 3 a 8, chemické zloženie vôd povrchových tokov je analogické so zložením podzemných vôd. Typovo sa od nich vôbec nelíšia a charakteristický je len mierny pokles hodnôt celkovej mineralizácie, spôsobený poklesom prakticky všetkých iónových zložiek.

Tab. 8 Distribúcia hlavných zložiek chemického zloženia povrchových vôd kryštalinika Nízkych Tatier (n = 124)

Zložka	X_a	S_x	Min.	Max.	V_k	X_g
nadm. výška (m)	1169,8	191,7	730	1650	16,39	1154
Q ($l \cdot s^{-1}$)	10,7	15,9	0,05	100	148,8	5,5
pH	7,2	0,17	6,6	7,65	2,4	7,23
SiO_2	7,2	1,92	3,55	13,8	26,6	6,9
M	58,9	14,1	27,8	102,0	23,9	57,22
Na	1,9	0,55	0,95	3,44	28,7	1,83
K	0,55	0,29	0,23	2,18	52,3	0,5
NH_4	0,02	0,055	0	0,32	238,2	-
Mg	1,8	0,82	0,6	4,25	43,8	1,7
Ca	8,5	2,49	3,0	15,5	29,4	8,1
Mn	0,002	0,002	0	0,02	118,9	0,001
Fe	0,01	0,03	0,001	0,28	221,4	0,005
Cl	0,67	0,28	0,18	1,77	42,2	0,62
NO_3	2,8	1,77	0,005	9,55	62,7	2,1
SO_4	7,48	3,96	1,45	25,51	52,9	6,6
HPO_4	0,066	0,11	0	0,58	169,3	-
HCO_3	27,7	7,93	9	52,6	28,6	265

Poznámka: X_a — aritmetický priemer, S_x — smerodajná odchýlka, Min., Max. — minimálne a maximálne hodnoty, V_k — variačný koeficient, X_g — geometrický priemer.

Na lepšiu ilustráciu chemického zloženia povrchových vôd sú uvedené aj nadmorské výšky miesta odberu vôd a odhadnutá výdatnosť prietokov.

Vzorky vôd (124) boli odobrané v roku 1982, v lete, na rozhraní VII. a VIII. mesiace, za rovnakých klimatických podmienok, v dlhšom bezzrážkovom období, z tatridného kryštalinika. Získal sa tým veľmi cenný faktografický dokumentačný materiál nielen z hľadiska poznania hydrogeochemických pomerov, ale najmä z hľadiska životného prostredia, poznania stupňa kontaminácie a schopnosti samočistiacich procesov v danom prostredí a akýsi fónový materiál pre dané obdobie, ktorý môže byť

veľmi dôležitý v budúcnosti pri štúdiu tendencií ovplyvnenia prírodného prostredia danej oblasti.

Z chemických analýz vzoriek povrchových vôd vyplýva, že vody povrchových tokov kryštalinika Nízkych Tatier spĺňajú všetky základné fyzikálno-chemické ukazovatele platné nielen pre vodárenské, resp. ostatné povrchové toky, ale aj všetky základné fyzikálne a chemické ukazovatele ČSN 75 7111 pre pitné vody. Obsah NH_4^+, NO_2^-, NO_3^-, Fe^{2+}, Mn^{2+} a ostatných najbežnejšie sa vyskytujúcich škodlivých iónov je väčšinou veľmi výrazne pod hraničnými hodnotami a čo je dôležité, v prípade NO_3^- iónov dokonca aj pod odporúčanou hodnotou 15 mg . l^{-1} (priemer 2,82 mg . l^{-1}, maximum 9,55 mg . l^{-1}). Zo sledovaných stopových prvkov len v oblastiach s ich výrazne zvýšeným fónom v horninovom prostredí bol dokumentovaný zvýšený obsah (hlavne As) nad prípustné ukazovatele pre vodárenské toky. V dôsledku riedenia a prírodných samočistiacich procesov je však zvýšený obsah stopových prvkov veľmi rýchlo a na relatívne krátkej vzdialenosti eliminovaný, resp. znížený pod hraničné hodnoty ukazovateľov prípustných množstiev kovov, obsiahnutých vo vodách vodárenských tokov, resp. pre pitné vody.

Minerálne vody

Pre kryštalinikum Nízkych Tatier je charakteristický výskyt pomerne veľkého množstva zdrojov minerálnych vôd.* Malatinský (1984) spája s horninovým prostredím kryštalinika Nízkych Tatier geneticky 39 výverov minerálnych vôd. Najznámejšie sú pramene v Mýte pod Ďumbierom (BB-57, 58), Jarabej (BB-45, 46, 47, 48), Vyšnej Boci (LM-136, 148), Pohronskom Bukovci (BB-61), Jasení (BB-49, 50), Bacúchu (BB-1, 80), Malužinej (LM-96, 97), Železnom (LM-101), Heľpe (BB-40), Beňuši (BB-16, 17) a Pohorelej (BB-60). Všetky tieto minerálne vody sú studené, nízko až stredne mineralizované kyselky, pomerne intenzívne preplynené CO_2. Len minerálne vody v Mýte pod Ďumbieromobsahujú malé množstvá H_2S (okolo 1 mg . l^{-1}). Ich teplota zodpovedá priemernej ročnej teplote miestnych výverov a výdatnosť vôd je pomerne malá, v niektorých prípadoch až nemerateľná. Ide prevažne len o desatiny až stotiny l . s^{-1}. Z režimových meraní GÚDŠ (v mesačných intervaloch boli v rokoch 1969 – 1971 pozorované pramene LM-101, LM-61, LM-96, LM-136, BB-46 a v rokoch 1979 – 1980 pramene BB-57, BB-1, BB-49) je zrejmý pomerne stabilný hydrogeochemický a hydrogeologický režim uvedených vôd. Napríklad v prameňoch BB-57 kolíšu hodnoty celkovej mineralizácie od 2121,01 mg . l^{-1}, resp. 4436,88 mg . l^{-1} do 2702,28 mg . l^{-1}, resp. 5875,63 mg . l^{-1}, obsah CO_2 od 1917,52 mg . l^{-1}, resp. 1416,6 mg . l^{-1} do 2284,3 mg . l^{-1}, resp. 2055,5 mg . l^{-1} a výdatnosť od 0,031 l . s^{-1}, resp. 0,04 l . s^{-1} do 0,11 l . s^{-1}. Stabilitu režimu narúša hlavne nekvalitné zachytenie prameňov (plytké podpovrchové záchytky nevylučujúce riedenie presakujúcimi

* Pre lepšiu orientáciu sú nižšie diskutované minerálne vody ďalej označené okrem miesta výveru svojím registračným číslom z katalógu minerálnych vôd (podľa Krahulca et al., 1978).

Tab. 9 Chemické zloženie vybraných zdrojov minerálnych vôd kryštalinika Nízkych Tatier

Lokalita	Dátum odberu	T_{H2O}	pH	CO_2	M	SiO_2
Mýto pod Ďumbierom BB-57	10. 1. 1980	6,0	6,0	2145,3	2344,1	27,6
Bacúch BB-1	10. 1. 1980	5,0	5,9	1956,5	1939,53	31,2
Malužiná LM-97	6. 12. 1984	7,0	5,8	1024,16	3638,7	29,2
Malužiná LM-96	6. 12. 1984	7,1	6,1	1049,98	3551,0	28,0
Jarabá — Bachláč BB-46	1971	9,1	6,8	2530,0	1127,1	-
Jarabá — Predjasienok BB-47	1963	8,0	6,1	1810,0	355,14	20,9
Jarabá — Kumštová BB-48	15. 11. 1984	4,1	5,8	1600,0	1337,76	41,2
Vyšná Boca LM-136	26. 8. 1970	8,0	5,5	1675,52	1105,8	13,5
P. Bukovec BB-61	24. 10. 1983	10,0	6,8	1734,0	5810,68	29,4
L. Lužná LM-61 +	1961	6,0	6,1	2370,0	2022,64	-
Železnô LM-101 +	1961	6,0	5,7	3050,0	3456,2	5,99
Jasenie — Kyslá BB-49	15. 10. 1974	9,0	6,3	2010,0	453,17	18,75
Jasenie — Husárka BB-50	15. 10. 1974	6,5	6,1	1748,6	3504,0	42,75
Pohorelá BB-60	20. 6. 1985	7,7	6,1	1513,6	636,56	15,4
Heľpa BB-40 +	1971	8,0	5,4	1910,0	390,2	20,77
Kráľova Lehota + LM-42	1961	1,0	5,5	1470,0	356,8	-
Beňuš BB-16	31. 5. 1981	7,1	5,2	915,2	305,3	11,7

pokračovanie tab. 9

Na^+	K^+	NH_4^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	NO_3^-	SO_4^-	HCO_3^-
550,0	37,0	1,44	27,0	80,0	387,47	0	69,96	1157,55
435,0	37,5	1,3	28,0	75,0	380,73	0	5,35	933,61
94,0	8,0	0,72	121,5	700,0	48,9	3,7	1411,3	1196,0
92,0	7,3	0,63	120,5	670,0	48,01	2,5	1411,3	1140,3
28,0	2,8	0,05	56,42	176,36	13,2	st.	158,2	683,4
4,3	-	-	20,91	46,49	2,0	-	6,58	94,63
88,0	7,0	0,12	50,0	170,0	57,2	0,5	16,88	896,99
57,0	8,5	-	65,06	112,22	27,3	0,11	30,85	774,35
1445,0	93,75	3,4	46,5	91,0	58,0	3,8	6,17	4027,3
28,96	-	-	65,18	384,7	5,4	-	132,7	1397,3
7,81	-	0	152,72	694,18	1,2	-	1215,57	1366,8
15,6	3,4	0,15	25,66	40,28	9,23	0	11,5	308,76
230,0	15,4	0,15	120,38	406,61	13,83	0	225,1	2355,37
115,0	15,5	0	15,0	45,0	144,9	12,8	16,6	255,0
7,4	1,2	0,1	17,99	47,29	1,4	3,0	7,8	268,48
10,6	-	-	18,97	45,69	1,5	-	22,22	231,9
8,0	2,7	0,24	12,65	39,68	1,7	2,4	9,46	207,46

Pozn.: Analýzy prevzaté z KRAHULEC et al., 1978, T vody v °C, mineralizácia a jej komponenty v mg. l^{-1}.

Tab. 10 Základné hydrogeochemické parametre vybraných zdrojov minerálnych vôd kryštalinika Nízkych Tatier

Lokalita	Na/K	Mg/Ca	HCO_3(Cl)	SO_4/M	Na/Cl	S_1	S_1/(Cl)	S_2	$S_2(SO_4)$	A_1	A_2	Typ Gazda
Mýto pod Ďumbierom BB-57	25,28	0,56	1,74	0,02	2,19	39,5	34,85	0	0	40,6	19,6	S_1(Cl)—A_1 prech.
Bacúch BB-1	19,73	0,62	1,42	0,002	1,76	41,06	41,06	0	0	34,47	12,77	S_1(Cl)—A_1 prech.
Malužiná LM-97	19,98	0,29	14,21	0,29	2,96	8,83	2,74	52,29	52,29	0	38,25	$S_2(SO_4)$ nevýraz.
Malužiná LM-96	21,43	0,29	13,8	0,3	2,95	8,88	2,74	53,34	53,34	0	36,76	$S_2(SO_4)$ nevýraz.
Jarabá BB-46	16,9	0,52	30,2	0,1	3,29	10,07	2,49	14,56	14,56	0	74,78	A_2 nevýr.
Jarabá BB-47	-	0,74	71,5	0,02	-	4,38	1,32	0,95	0,95	0	94,63	A_2 výr.
Jarabá BB-48	21,38	0,48	9,11	0,01	2,37	11,8	9,67	0	0	12,2	74,25	A_2 výr.
V. Boca LM-136	11,42	0,96	16,49	0,02	3,22	18,04	5,46	0	0	9,36	76,64	A_2 výr.
P. Bukovec BB-61	26,11	0,84	40,34	0,001	38,5	2,7	2,4	0	0	85,83	11,33	A_1 výr.
L. Lužná LM-61	-	0,28	152,5	0,05	-	4,81	1,16	6,49	6,49	0	88,69	A_2 výr.
Železnô LM-101	-	0,36	661,0	0,26	-	0,71	0,07	52,4	52,4	0	46,02	$S_2(SO_4)$ nevýraz.
Jasenie BB-49	7,8	1,0	18,0	0,02	2,4	9,31	5,02	0	0	4,88	73,94	A_2 výr.
Jasenie BB-50	25,4	0,48	98,9	0,05	25,6	11,62	0,89	0	0	12,81	69,57	A_2 výr.
Pohorelá BB-60	12,62	0,55	1,02	0,02	1,22	52,61	46,35	0	0	8,09	39,0	S_1(Cl)—A_2 prech.
Heľpa BB-40	10,67	0,63	110,0	0,01	8,0	5,64	0,86	0	0	2,06	83,17	A_2 výr.
Kráľova Lehota LM-42	-	0,03	95,0	0,02	-	8,1	0,93	3,52	3,52	0	88,37	A_2 výr.
Beňuš BB-16	5,04	0,53	70,9	0,026	7,26	7,7	1,3	0	0	3,68	79,99	A_2 výr.

Poznámka: Geochemické faktory počítané z ekvivalentných hmotností, Palmerove-Gazdove charakteristiky zo 100 %.

zrážkovými vodami, najmä v období topenia snehov a výdatných zrážok) a výkyv v dotácii CO_2, ktoré sa odrážajú na celkovom charaktere chemického zloženia minerálnych vôd.

Na základe horninového prostredia miest predpokladanej infiltrácie a výverov uvedených vôd sú všetky diskutované minerálne vody s výnimkou vôd v Malužinej a Železnom (perm – spodný trias) späté s horninami kryštalinika (granitoidy, metamorfity), aj keď zväčša už vyvierajú v bezprostrednej blízkosti styku tatridného, resp. veporského kryštalinika s terciérom Bystrianskeho podhoria a Heľpianskeho podholia.

Základné hydrogeochemické parametre vybraných zdrojov diskutovaných minerálnych vôd sú v tab. 9 a 10.

Z hľadiska celkového chemického zloženia môžeme uvedené minerálne vody rozčleniť do týchto piatich skupín:

1. Minerálne vody základného, výrazného A_2 ($Ca–Mg–HCO_3$) typu, a to: BB-16, 40, 46, 47, 48, 49, 50, LM-42, 61 a 136.
2. Minerálne vody základného, nevýrazného $S_2(SO_4)$ ($Ca–Mg–SO_4–HCO_3$) typu, a to: LM-96, 97 a 101.
3. Minerálne vody A_1 základného, výrazného ($Na–HCO_3$) typu: BB-61.
4. Minerálne vody $A_1 – S_1$ (Cl) prechodného ($Na–Ca–HCO_3–Cl$) typu: BB-1, 57.
5. Minerálne vody $A_2 – S_1$ (Cl) prechodného ($Na–Ca–HCO_3–Cl$) typu: BB-60.

Z hľadiska hodnôt celkovej mineralizácie možno vyčleniť tieto tri skupiny minerálnych vôd:

1. najnižšie mineralizované minerálne vody s mineralizáciou menej ako 1 g . l^{-1}: BB-16, 40, 47, 49, 60 a LM-42,
2. stredne mineralizované vody s mineralizáciou 1 – 3 b . l^{-1}: BB-1, 46, 48, 57, LM-61, 136.
3. vyššie mineralizované minerálne vody s mineralizáciou nad 3 g . l^{-1}: BB-50, 61, LM-96, 97, 101.

Svojím chemickým zložením sa však minerálne vody kryštalinika Nízkych Tatier vo viacerých prípadoch vymykajú zo známej a v hydrogeochemickej praxi zaužívanej predstavy o procesoch tvorby (hydrolytický rozklad silikátových minerálov) chemického zloženia vôd spätých s kryštalinikom. Ako najanomálnejší vystupuje zvýšený obsah alkálií (najmä sodíka) a hlavne Cl^- iónov.

V obyčajných podzemných vodách kryštalinika skúmanej oblasti kolíše obsah chloridov v rozmedzí 0,2 – 4 mg . l^{-1} s priemernou hodnotou 1,5 mg . l^{-1}. Možno ho plne spájať s obsahom chloridov v zrážkových vodách (1 – 4 mg . l^{-1} v danej oblasti).

Minerálne vody predstavujú tvorbou svojho chemického zloženia určitým spôsobom anomálne podzemné vody. Táto anomálnosť vyplýva z odlišných podmienok ich tvorby a je spojená hlavne s prírodným hlbinného CO_2, resp. s ich hlbším obehom. Najmä v podmienkach intenzívneho preplynenia intenzívnejšie prebiehajú procesy interakcie voda – hornina, čo má odraz vo zvýšenej mineralizácii vôd. Typovo sa však minerálne vody väčšinou výraznejšie nelíšia od okolných obyčajných podzemných vôd. Za zvýšených pT podmienok (hlbší obeh) môžu nastať určité zmeny v charaktere

mineralizačných procesov. V danom prípade pri hlbších obehoch v kryštaliniku, pri hydrolytickom rozklade silikátových minerálov môže dôjsť k čiastočnej inverzii v zastúpení iónov Ca^{2+} a Na^{+} v minerálnych vodách v neprospech vápnika (blokujúci efekt CO_3^{2-} iónov) a takéto vody môžu obsahovať A_1, ($Na–HCO_3$) zložku, ktorá sa môže prejaviť aj typovo. Spájať však vysoké obsahy Na^{+} (v prípade minerálnej vody BB-61 až 1445 mg . l^{-1} pri obsahu Ca^{2+} 91,0 mg . l^{-1}) v niektorých diskutovaných minerálnych vodách uvedeným spôsobom je diskutabilné. Zvýšený obsah Cl^{-} iónov v týchto minerálnych vodách však nemožno v žiadnom prípade hľadať v interakcii hornina – voda, resp. v uvoľňovaní sa Cl^{-} iónov z horninového prostredia kryštalinika (granity, metamorfity).

V typických minerálnych vodách kryštalinika Západných Karpát je obsah chloridov vždy nižší ako 10 mg . l^{-1} a pohybuje sa prevažne v rozmedzí 0 – 5 mg . l^{-1}. Pre minerálne vody z Vysokých Tatier s obehom viazaným na horninové prostredie kryštalinika uvádza napr. Melioris (1984) obsah chloridov do 5,14 mg . l^{-1}, pri obsahu sodíka 1,5 – 6,7 mg . l^{-1}, Ca^{2+} 3,6 – 10,2 mg . l^{-1} (sú to však nízkomineralizované vody – menej ako 100 mg . l^{-1}, plytkého obehu, sýtené CO_2 len vo výstupnej fáze obehu).

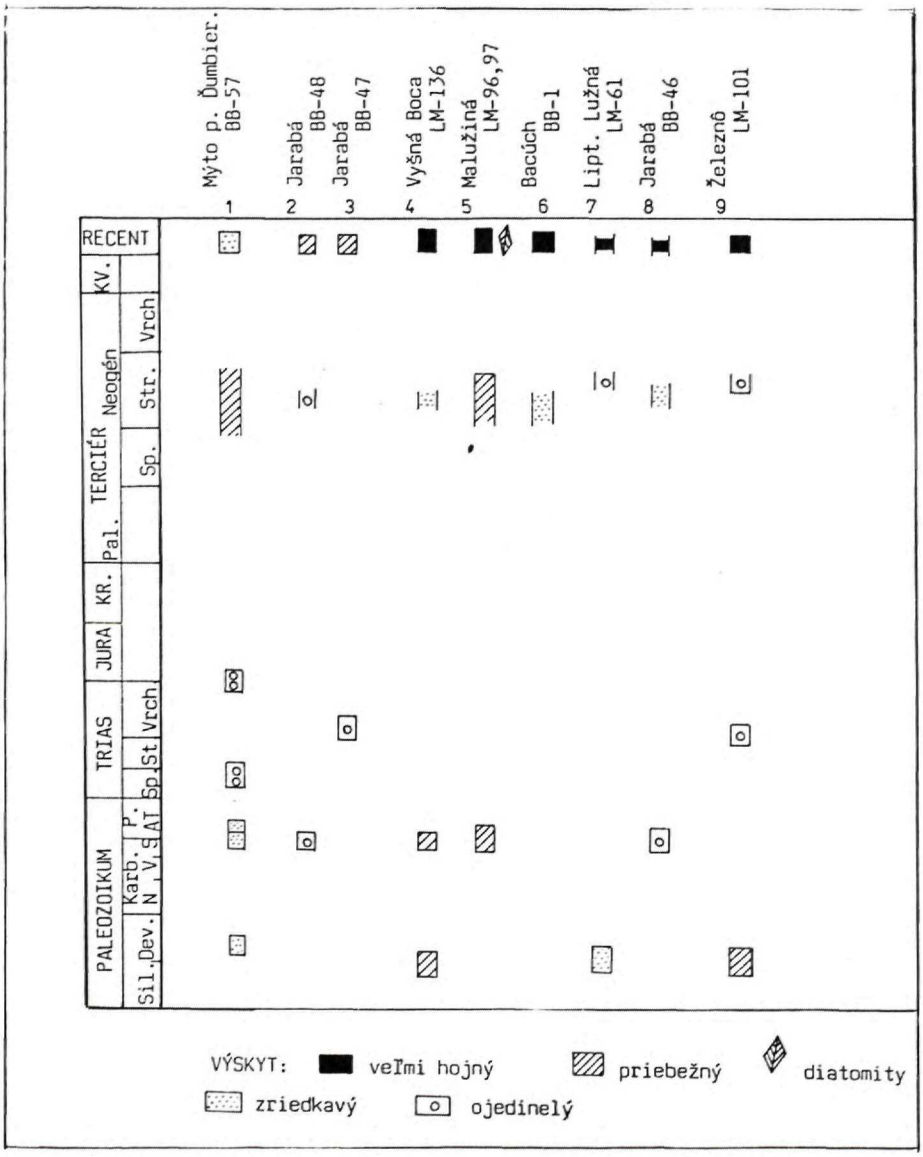
Obsah chloridov v sledovaných minerálnych vodách Nízkych Tatier sa pohybuje približne od 1 – 400 mg . l^{-1} a len v minerálnych vodách BB-16, 40, 47, 60 a LM-42, 101 dosahuje hodnoty, ktoré v danom horninovom prostredí kryštalinika možno predpokladať. Najvyššie hodnoty, až okolo 400 mg . l^{-1} Cl^{-} iónov, sa vykytujú v minerálnych vodách BB-1 a BB-57, a v minerálnej vode BB-60 okolo 150 mg . l^{-1}. Aj obsah Cl^{-} iónov okolo 50 mg . l^{-1} (LM-96, 97, BB-48, 61) možno považovať za pomerne vysoko anomálny. Obsah 10 – 30 mg . l^{-1} Cl^{-} iónov (BB-46, 49, 50, LM-136) je tiež pre kryštalinikum zvýšený a upozorňuje na možnosť iného pôvodu vôd ako rýdzo silikátogénneho.

Ak by sme mali hodnotiť diskutované minerálne vody len na základe ich chemického zloženia a genetického hľadiska, nemôžeme ich interpretovať ako silikátogénne. Svojím chemickým zložením nezodpovedajú horninovému prostrediu kryštalinika.

Doterajšie názory na genézu diskutovaných minerálnych vôd sú rozporné, Gazda in Franko – Gazda – Michalíček (1975) napr. o minerálnej vode BB-61 v Pohronskom Bukovci vyslovil názor, že ide o silikátogénnu vodu, formujúcu svoje chemické zloženie v podmienkach hlbokého obehu v kryštaliniku. Pôvod zvýšených hodnôt chloridov však nevysvetľuje. Keď zvážime vysoké hodnoty celkovej mineralizácie tejto minerálnej vody (nad 5 g . l^{-1}), je zrejmé, že ide o pomalé prúdenie vôd silne preplynených CO_2 nielen v ich výstupovej fáze, ale v prevažnej časti ich obehu. V takýchto podmienkach pri intenzívnom preplynení CO_2 a zodpovedajúcom kyslom prostredí blokujú vplyv CO_3^{2-} iónov, resp. následné viazanie Ca^{2+} iónov v sekundárnych kalcitoch nemôže spôsobiť takú výraznú diferenciáciu v obsahu Na^{+} a Ca^{2+} ako je to v prípade minerálnej vody BB-61. Malatinský (1984) interpretuje anomálny obsah chloridov v uvedených minerálnych vodách kryštalinika ako juvenilný na základe analógie s tvorbou karlovarských teriem. Analógiu podporuje skutočnosťou, že minerálna, resp. termálne vody s vysokým obsahom chloridov vyvierajú na hlboko založených zlomoch z hor-

ninového prostredia rovnakého charakteru (autometamorfné žuly v Krušnohorskom plutóne – migmatity v Nízkych Tatrách).

V súčasnosti však už skôr prevláda názor o fosílnom pôvode karlovarských teriem. Na základe prác Craiga (1961) a Whitea (1970) z existujúcich poznatkov



Obr. 1 Palynologické vyhodnotenie minerálnych vôd kryštalinika Nízkych Tatier

možno predpokladať, že podiel magmatogénnych, resp. metamorfogénnych vôd na tvorbe termálnych a minerálnych vôd neprekračuje 5 % a prevažná časť uvedených systémov sa vyskytuje vo vulkanicky aktívnych zónach.

Svojím chemickým zložením diskutované "anomálne" minerálne vody kryštalinika Nízkych Tatier najskôr zodpovedajú horninovému prostrediu terciéru v rôznom štádiu premytosti. Terciérne horniny však v danej oblasti nikde na povrchu nie sú známe a nie je známy ani ich výskyt v ich predpokladaných obehových cestách.

Disproporcie medzi horninovým zložením kryštalinika obehu minerálnych vôd a ich chemickým zložením, ako aj rôzne názory na ich genézu nie sú dostatočne objasnené bežne používanými metódami hydrogeologickej a hydrochemickej interpretácie.

Na potvrdenie hydrogeochemických záverov, predpokladajúcich v horninovom prostredí obehu diskutovaných minerálnych vôd terciér, boli na palynologické vyhodnotenie odobrané a laboratórne spracované vzorky vôd a pramenných sedimentov z 13 zdrojov minerálnych vôd, a to BB-1, 46, 47, 48, 49, 50, 57, 61, LM-61, 96, 97, 101, 136. Z nich len vzorky z prameňa BB-49 (Jasenie) a z vrtu (BB-50, Jasenie – Husárka) boli negatívne na sporomorfy. Takmer vo všetkých ostatných vzorkách boli zistené paleozoické palynomorfy, staro- i mladopaleozoické, vo väčšine vzoriek boli zistené neogénne sporomorfy, podľa ich vekového diapazónu zo stredného miocénu, a v niektorých vzorkách boli zistené mezozoické (trias, krieda) až paleogénne spóry a pely. Vo všetkých vzorkách sa vyskytovali recentné sporomorfy a recentné zvyšky rastlinných pletív (Planderová, 1985). Palynologickým vyhodnotením (obr. 1) sa zistilo, že diskutované minerálne vody prechádzali horninami veku:

a) staropaleozoického – BB-57, LM-61, 101, 136
b) mladopaleozoického – BB-46?, 48?, 57, LM-96, 97, 136
c) spodno-strednotriasového – BB-57?
d) vrchnotriasového – BB-47?, LM-101?
e) rét-liasového – BB-57
f) neogén (najskôr stredný) – BB-1, 46?, 48?, LM-61, 96, 97, 101?, 136.

Otáznikom sú označené lokality, ktorých vekové určenia nie sú zatiaľ doložené väčším výskytom sporomorf, ostatné lokality sú doložené dostatočným výskytom sporomorf, niekedy až hojným, a tie môžeme považovať za vekovo preukázané (Planderová, 1985).

Na základe výsledkov palynologického výskumu možno považovať pôvod anomálnych Na–Cl zložiek v diskutovaných minerálnych vodách za marinogénny, a to miocénny, aj keď je to v značnom rozpore so súčasnými predstavami o geologickej stavbe danej oblasti. O marinogénnom pôvode diskutovaných anomálnych Na–Cl zložiek svedčí aj zvýšený obsah jódu a brómu (tab. 11). Ich obsah je zodpovedajúco najvyšší v "najanomálnejších" minerálnych vodách.

Dôležitou otázkou, ktorá sa mala na základe dosiahnutých výsledkov ďalej riešiť, bolo, či možno spájať izolované miocénne sporomorfy s procesom ich vymývania, resp. vyluhovania z hornín (ktoré však v danej oblasti nevystupujú na povrch), alebo či ich možno spájať so zasiaknutou (reliktnou), resp. premigrovanou fosílnou vodou.

Tab. 11 Obsah J a Br v minerálnych vodách Nízkych Tatier

Lokalita	Br	J
BB-1	8	0,1
BB-57	1	0,1
BB-61	1,5	st.
BB-46	1,0	st.
LM-96	1,5	st.
LM-97	1,0	st.
BB-4[illegible]	st.	st.
LM-136	st.	st.
BB-47	0	0

Poznámka: Hodnoty sú v mg . l^{-1}.

Preto boli z diskutovaných minerálnych vôd odobraté vzorky na izotopový výskum, a to na izotopy vodíka a kyslíka. Izotopové zloženie $\delta^{18}O$ a δD v skúmaných minerálnych prameňoch kryštalinika Nízkych Tatier je v tab. 12. Z izotopového výskumu vyplýva, že v δD:$\delta^{18}O$ (obr. 2) ležia projekčné body skúmaných minerálnych vôd pozdĺž línií meteorických vôd (MWL). Hodnoty $\delta^{18}O$, vypočítané zo vzťahu MWL a nameraných hodnôt δD, sú veľmi blízke nameraným hodnotám $\delta^{18}O$. Svedčí to o meteorickom pôvode vôd minerálnych prameňov z Nízkych Tatier (Kantor, písomné oznámenie). Zistené určité rozdiely v izotopovom zložení kyslíka a deutéria v skúmaných minerálnych vodách možno plne spájať s rozdielnymi nadmorskými výškami infiltračných oblastí (výškový izotopový efekt) a izotopickými zmenami vplyvom interakcie voda – hornina. Z výsledkov izotopového zloženia kyslíka ďalej vyplýva, že voda skúmaných minerálnych prameňov sa zúčastňuje na hlbšej cirkulácii, ktorou sa do značnej miery vyrovnávajú zmeny (hlavne sezónne) v izotopovom zložení infiltrovaných zrážkových vôd. Treba však poznamenať, že zatiaľ nejestvujú pre Nízke Tatry – ani žiadnu inú oblasť na Slovensku – výsledky dlhodobých meraní izotopového zloženia meteorických zrážok, čo taktiež sťažuje interpretáciu izotopických údajov o diskutovaných minerálnych vodách.

Výsledky, získané hydrogeochemickým, hydrogeologickým, palynologickým a izotopovým výskumom svedčia o meteorickom pôvode vodnej zložky a o marinogénnom – miocénnom, ale petrogénnom pôvode anomálneho obsahu "Na–Cl" zložiek. Diskutované minerálne vody sa pri cirkulácii zrejme dostávajú do kontaktu s morskými sedimentmi. Tento problém si však vyžaduje ďalší podrobný výskum (dlhodobejšie režimové pozorovania, hlavne izotopového zloženia zrážkových, minerálnych, ale aj obyčajných podzemných vôd danej oblasti).

Hydrogeochemicko-prospekčné zhodnotenie územia

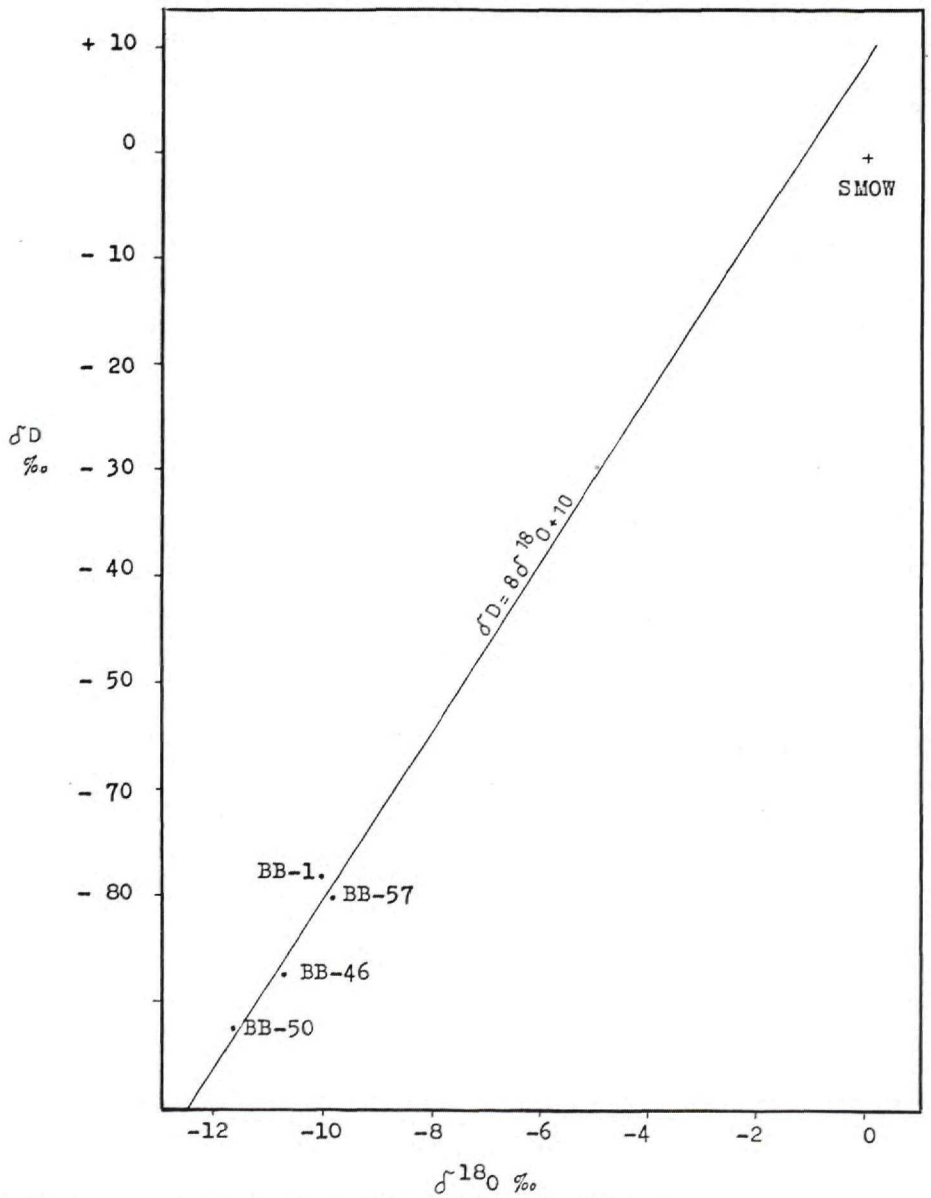
Jedným z cieľov hydrogeochemických prác v kryštaliniku Nízkych Tatier v nadväznosti na zistenie scheelitovej mineralizácie v oblasti Jasenie – Kyslá (Pulec, 1978) bolo zistenie priestorovej distribúcie stopových prvkov v prírodných vodách a vyčlenenie najanomálnejších oblastí.

Tab. 12 Izotopové zloženie kyslíka a deutéria v minerálnych vodách z oblasti kryštalinika Nízkych Tatier

Lokalita, dátum odberu	$\delta^{18}O$ (‰)		Vypočítané	δD(‰)	
	8. 12. 1984	6. 6. 1985		8. 12. 1984	6. 6. 1985
Pohronský Bukovec BB-61	-10,84	-	-	-	-
Jasenie BB-49	-	-10,78	-	-	-
Jasenie BB-50	-	-11,67	-11,5	-	-82,1
Mýto pod Ďumbierom BB-57	-9,81	-9,86	-9,9	-	-69,9
Jarabá BB-47	-	-10,46	-	-	-
Jarabá BB-46	-10,59	-10,7	-11,1	-	-
Vyšná Boca LM-136	-10,86	-10,86	-	-	-78,4
Malužiná LM-96	-10,53	-10,44	-	-	-
Malužiná LM-97	-10,45	-10,44	-	-	-
Liptovská Lužná LM-61	-	-10,69	-	-	-
Železná LM-101	-	-10,93	-	-	-
Bacúch BB-1	-10,11	-	-9,8	-68,3	-

Poznámka: Odbery RAPANT, izotopové analýzy Geochronologické laboratórium GÚDŠ.

Vzhľadom na to, že metóda hydrogeochemickej prospekcie v Západných Karpatoch nie je bežne používaná, bolo potrebné najprv pre naše podmienky vytypovať vhodnú asociáciu hydrogeochemických vyhľadávacích príznakov (HVP), určiť krok, hustotu a charakter zdroja miest odberu vôd a taktiež v neposlednom rade analytické možnosti stanovenia jednotlivých stopových prvkov (tab. 13).



Obr. 2 Izotopové zloženie minerálnych vôd kryštalinika Nízkych Tatier

Tab. 13 Detekčné limity použitých analytických metód

Prvok	Metóda stanovenia	Detekčný limit (mg . l^{-1})
Pb	AAS	0,005
Zn	AAS	0,004
Cu	AAS	0,002
As	AAS	0,03
Sb, B	ICP	0,01
Ni, Co, Ag	ICP	0,02
Mo, Cr, V, W	ICP	0,005

Skladba analýz v počiatočnej etape prác (rok 1981) pozostávala z pomerne širokej asociácie stopových prvkov – Pb, Zn, Cu, As, Sb, W, Mo, Ni, Co, B, V, Cr, Ag – a prednostne boli vzorkované oblasti so známymi výskytmi zrudnenia.

Keďže obsah väčšiny sledovaných stopových prvkov sa pohyboval pod medzou dôkazuschopnosti dostupných analytických metód, bola vytypovaná asociácia: As, Sb, W, Mo a Zn, ktorá má v skúmanom území hydrogeochemicky prospekčný význam. Spolu so stopovými prvkami boli sledované aj obsahy SO_4^{2-} iónov, a to vo forme pomeru SO_4/HCO_3, ktorý vernejšie odráža podiel sulfidickej zložky na celkovej mineralizácii vôd ako samotné SO_4^{2-} ióny, ktorých absolútny obsah môže byť ovplyvnený viacerými faktormi.

Prevažná väčšina vzoriek vôd sa odoberala z krátkych povrchových tokov s nízkym prietokom (do 10 l . s^{-1}), menej z prameňov, vrtov a výtokov zo štôlní. Dosiahnutá hustota dokumentačnej siete bola približne 1,5 vzorky na 1 km^2, čo zodpovedá hustote, odporúčanej metodickými smernicami pre danú mierku (1 : 50 000) 1,5 – 2 vzorky na 1 km^2. Na základe výsledkov možno skonštatovať, že dosiahnutá hustota je plne postačujúca, lebo ak sa v určitej oblasti vyskytuje anomália overená 2 – 3 odberovými bodmi, ďalšie hustejšie vzorkovanie neprinesie žiadnu novú informáciu o území, skôr naopak, hustejšie vzorkovanie najanomálnejších oblastí skomplikuje vyčlenenie fónových, resp. anomálnych obsahov.

Odbery vzoriek vôd boli vykonané v rokoch 1981 – 1983, v širšom letnom období, v suchých bezzrážkových obdobiach, keď sú povrchové toky prevažne dotované len podzemnými vodami a získané výsledky z povrchových a podzemných vôd sú pre interpretáciu prakticky rovnocenné. Celkove bolo odobraných vyše 650 vzoriek podzemných a povrchových vôd.

Keďže hustota odberovej siete nebola rovnomerná (vyššia bola v najanomálnejších oblastiach), pri určovaní fónových a anomálnych obsahov boli vypočítané najprv priemerné hodnoty pre každý 1 km^2. Z nich bol potom vypočítaný aritmetický priemer a smerodajná odchýlka pre lognormálne rozdelenie (tab. 14).

Pri určovaní fónových a anomálnych obsahov jednotlivých HVP treba okrem vypočítaných hodnôt brať do úvahy všetky špecifické znaky hydrogeochemickej prospekcie. Musíme prihliadať na značný vertikálny aj horizontálny dosah stopových prvkov v prírodných vodách, značnú homogenizáciu systému, možnosti analytiky,

výsledky získané zo známych rudných výskytov, literárne údaje z obdobných regiónov a pod.

Vyčlenenie anomálneho obsahu As, Sb, SO_4/HCO_3 a čiastočne aj Zn je v podstate možné na základe vypočítaných priemerných hodnôt a smerodajnej odchýlky. V prípade W a Mo, vzhľadom na nedostatočnú citlivosť analytického stanovenia a relatívne veľmi nízke obsahy W a Mo (molybdén bol stanovený len v 11. prípadoch) vo vodách, možno považovať za anomálne každé kvantitatívne stanovenie obsahu týchto prvkov (fón W a Mo v študovanom území je nižší ako medza dôkazuschopnosti 0,005 mg . l^{-1}).

Tab. 14 Hodnoty aritmetických priemerov a smerodajných odchýlok HVP v študovanom území

	As	Sb	W	Zn	SO_4/HCO_3
X_a	0,032	0,020	0,001	0,007	0,304
S	0,052	0,016	0,003	0,015	0,201

Poznámka: X_a — aritmetický priemer, S — smerodajná odchýlka Hodnoty v mg . l^{-1}.

Pri vyčleňovaní fónových a anomálnych hodnôt je na základe vyššie uvedeného účelnejšie nepridržiavať sa dôsledne iba vypočítaných hodnôt, lebo pri možnostiach dostupných analytických metód sú niekedy problematické. Po zohľadnení všetkých skutočností bola vypracovaná empirická stupnica hodnotenia hydrogeochemických anomálií (tab. 15).

Tab. 15 Empirická stupnica hodnotenia hydrogeochemických anomálií

Komponent	Fónové obsahy	Slabá anomália	Stredná anomália	Vysoká anomália
As	0,03	0,08	0,11	0,16
Sb	0,02	0,035	0,05	0,065
W	<0,005	0,005	0,005	0,01
Zn	0,01	0,02	0,03	0,05
Mo	<0,005	0,005	0,005	0,01
SO_4/HCO_3	0,3	0,7	1,1	1,5

Cenné informácie o prospekčnosti územia poskytujú taktiež korelačné vzťahy medzi jednotlivými stopovými prvkami vrátane pomeru SO_4/HCO_3 (tab. 16). Hodnoty korelačných koeficientov sú však skreslené relatívne nízkym obsahom stopových prvkov, ich rôznymi migračnými schopnosťami a tiež súčasným výskytom viacerých typov rudnej mineralizácie (preto napr. korelácia medzi As a SO_4/HCO_3 je pomerne nízka, hoci by sme očakávali oveľa vyššiu hodnotu). V prípade Mo je dôležité, že jeho

Tab. 16 Korelačná matica stopových prvkov a pomeru SO_4/HCO_3 vo vodách študovanej oblasti

	As	Sb	W	SO_4/HCO_3	Zn
As	1				
Sb	0,21	1			
W	0,28	0,37	1		
SO_4/HCO_3	0,18	0,83	0,49	1	
Zn	0,19	0,26	0,04	0,16	1

kvantitatívne stanovenia sú prakticky vždy späté so zvýšeným obsahom W (v deviatich prípadoch).

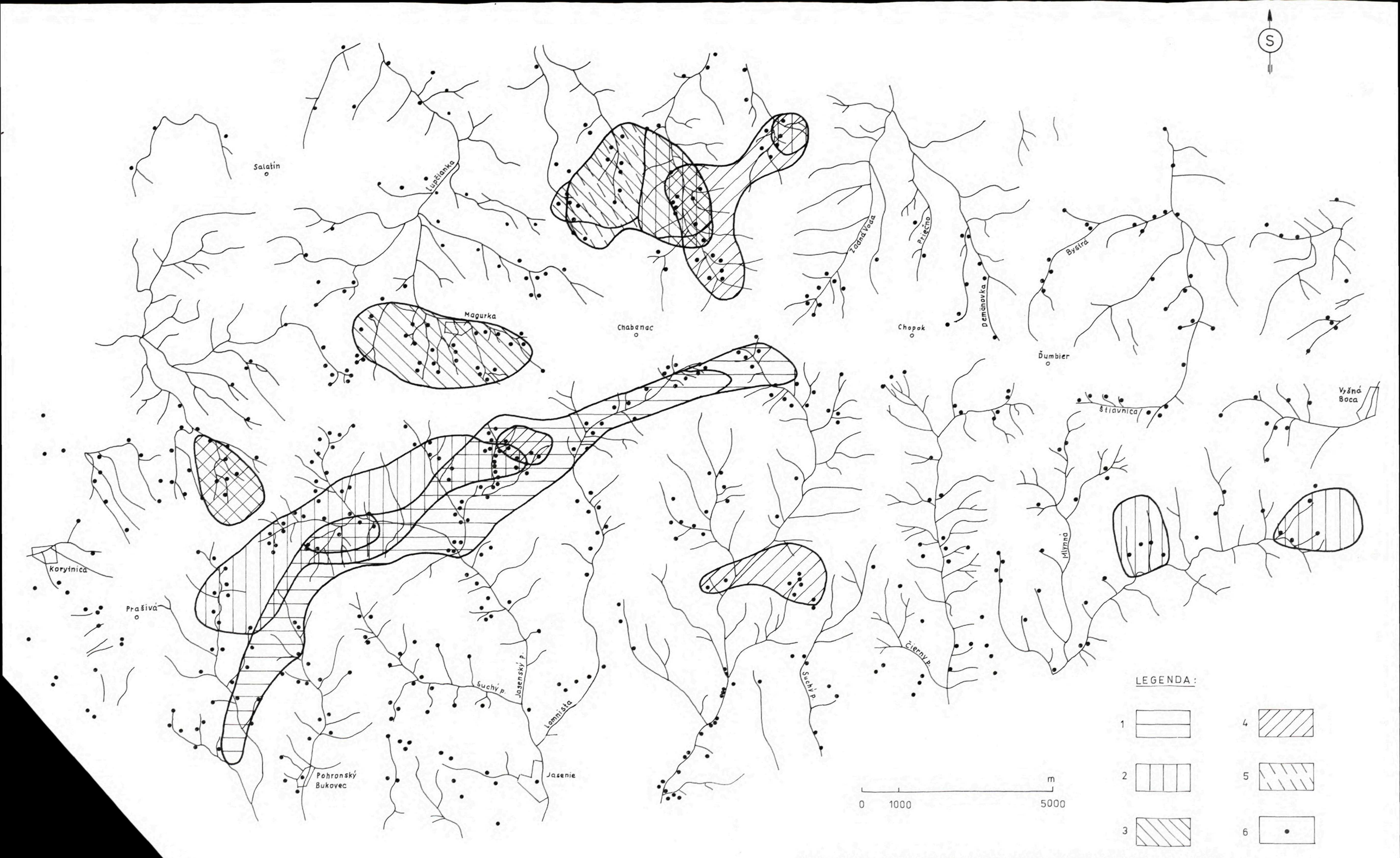
Na základe výsledkov hydrogeochemických prospekčných prác možno v študovanej oblasti kryštalinika Nízkych Tatier vyčleniť niekoľko anomálnych oblastí (obr. 3) a pri konfrontácii jednotlivých HVP odhadnúť ich prospekčnú hodnotu.

Najrozsiahlejšiu a najkontrastnejšiu anomáliu v študovanej oblasti tvorí As, ktorá sa tiahne juhozápadno-severovýchodným smerom od potokov Spotničky a Sopotnice a horného toku Bukovca až po horný tok Lomnistej a Vajskovskú dolinu, pričom najanomálnejšie sú obsahy As vo vodách pravej strany hornej časti potoka Biela Voda a horného toku Jasenského potoka (v dolinách Šifrová, Špíglová a Gelfusová). Hoci As nie je v danej oblasti ťažobne zaujímavým prvkom, je veľmi dôležitým indikačným prvkom, lebo rôznymi geochemickými prospekčnými prácami bola dokázaná jeho priestorová spätosť s W-Au mineralizáciou. Anomália As v tejto oblasti nám tak vlastne predstavuje anomáliu aj týchto prvkov.

Viac anomálnych oblastí v študovanom území vykazuje W. Plošne menšia je anomália v oblasti banských diel Dúbravy. Ďalej sú to oblasti východne a západne od Jarabej, doliny Koleso, Trojíčka a Široká. Najrozsiahlejšia anomália W sa nachádza na južných svahoch hlavného hrebeňa Nízkych Tatier a priestorovo je úzko spätá s anomáliou As. To je v dobrej zhode s výsledkami metalometrického výskumu i šlichovej prospekcie. Plošná spätosť anomálií As a W je významná, lebo tieto anomálie zároveň predstavujú aj anomálie Au, ktorého obsah vo vodách študovanej oblasti nebolo možné sledovať pre vysoké náklady na jeho stanovenie.

Z hľadiska obsahu Sb vo vodách študovanej oblasti boli ako anomálne územia vyčlenené oblasti prevažne na severných svahoch hlavného hrebeňa, t. j. v oblasti Magurky a Dúbravy. Možno ich tam ľahko vysvetliť prítomnosťou známych antimonitových ložísk. Zvýšený obsah Sb na severných svahoch možno ďalej pozorovať aj na západe, južne od Liptovskej Lužnej a v oblasti dolín Vyšný Bogošov – Kobyliarka. Tu je sprevádzaná nevýraznou anomáliou SO_4/HCO_3. Menšia a menej výrazná Sb anomália v doline potoka Biela Voda zrejme súvisí so zvýšeným obsahom antimonitu v rudnej výplni W-Au mineralizácie.

Najkontrastnejšie anomálie z hľadiska pomeru SO_4/HCO_3 sú viazané na tri oblasti. Prvou je oblasť banských diel dúbravského rudného ložiska, kde zvýšený obsah SO_4^{2-} iónu vo vodách spôsobuje najmä rozklad sulfidov Sb, druhou je dolina Vajskovského potoka a treťou dolina horného toku Jasenského potoka. Zvýšený obsah



Obr. 3 Schematická prospekčná hydrogeochemická mapa západnej časti Nízkych Tatier. Zostavil: Rapant, 1985
1 — anomália As, 2 — anomália W, 3 — anomália Sb, 4 — anomália SO_4/HCO_3, 5 — anomália Zn, 6 — miesto odberu vzorky vody

SO_4^{2-} iónu v jeho vodách pravdepodobne súvisí so zvýšeným obsahom sulfidov vo výplni rudných žíl W–Au formácie.

Zinok vytvára viacero slabo kontrastných anomálií, z ktorých je najvýraznejšia anomália v oblasti na severozápad od banských diel Dúbravy. Anomáliam Zn sa však nedá pripísať väčší význam z už uvedených dôvodov (nedostatočná citlivosť stanovenia a pomerne hojné rozšírenie sfaleritu ako akcesórie), a preto ani nie sú kartograficky vo väčšej miere vyčlenené.

V závislosti od metalogenézy študovaného územia môžeme záverom konštatovať:

– V prírodných vodách kryštalinika Nízkych Tatier sa vyskytujú viaceré stopové prvky: prospekčný význam z nich majú As, Sb, Mo, W a Zn.

– Tieto prvky vytvárajú v prírodných vodách charakteristické anomálie, ktoré možno priestorovo veľmi dobre spájať so známymi zrudneniami, resp. s anomáliami, zistenými inými prospekčnými metódami.

– Anomálie As, W a Mo sú späté s W-Au zrudnením, anomálie Sb s antimónovým zrudnením, anomálie SO_4/HCO_3 s oblasťami so zvýšenou sulfidickou mineralizáciou rôzneho typu.

Charakteristika súčasného stavu znečistenia podzemných a povrchových vôd územia

Charakteristika súčasného stavu antropogénneho znečistenia prírodných vôd kryštalinika Nízkych Tatier vyplýva z pomerne rozsiahleho hydrogeochemického materiálu (vyše 1000 analýz vôd), získaného hlavne v rokoch 1981 – 1985. Vychádzame z vyše 500 analýz jednorazových odberov podzemných vôd, ďalej z režimových pozorovaní povrchových tokov, jednorazových odberov 124 povrchových tokov a niektorých ďalších špeciálnych hydrogeochemických pozorovaní (sledovanie charakteru migrácie vybraných iónov vo výškových profiloch, vplyv banských vôd na zmenu kvality vôd a pod.). Vyššie uvedené údaje sú dokumentované v tab. 17 – 20.

Absolútna väčšina podzemných vôd kryštalinika Nízkych Tatier z hľadiska svojho základného fyzikálno-chemického zloženia spĺňa kritériá ČSN 757 111 pre pitné vody a možno ich priamo, bez úpravy (s výnimkou dezinfekcie a odkyslenia) použiť na vodohospodárske účely. Len sporadicky sa v niektorých prípadoch v oblastiach s intenzívnymi zdrojmi lokálneho bodového znečistenia vyskytuje zvýšený obsah vodohospodársky nepriaznivých komponentov, hlavne NH_4^+ a NO_3^-. Charakteristickým príkladom lokálneho znečistenia podzemných vôd kryštalinika Nízkych Tatier je napr. prameň, vyvierajúci cca 250 m J od horského sedla Čertovica, pod hlavnou cestou. Vo vode prameňa je zvýšený obsah NH_4^+ – 0,23 mg . l^{-1}, Cl^- – 15,51 mg . l^{-1} a NO_3^- – 12,8 mg . l^{-1}; v porovnaní s pozaďovými hodnotami je 3- až 10-krát vyšší.

Obdobné konštatovanie o veľmi dobrej kvalite platí aj o vodách povrchových tokov v oblastiach bez výraznejších zdrojov lokálneho znečistenia.

Z tab. 17, v ktorej sú podané charakteristiky vybraných iónov, pH a celkovej mineralizácie vôd povrchových tokov kryštalinika, je zrejmé, že prakticky ani v jednom prípade maximálne hodnoty neprekračujú maximálne prípustné ukazovatele normy pre pitnú vodu, a to tak v povrchových tokoch s malými prietokmi (do 5 l . s^{-1}) vo

vrcholových častiach pohoria, ako aj v povrchových tokoch so strednými (5 – 20 l . s^{-1}) a vysokými prietokmi (nad 20 l . s^{-1}), maximum do cca 1000 l . s^{-1}.

Na základe režimových pozorovaní, ktoré postihujú zmeny v chemickom zložení počas roka, možno vyvodiť obdobné závery (pozri tab. 18, 19). V tab. 18 sú režimové pozorovania základných vodohospodárskych ukazovateľov v oblasti povodia Sopotnického a Bukoveckého potoka, situovaných v kryštaliniku Nízkych Tatier. Zaujímavý je mierne zvýšený obsah HPO_4^- iónov v Bukoveckom potoku, o ktorom predpokladáme, že môže byť spojený s geologickoprieskumnou činnosťou v tejto oblasti. Podobne bol pozorovaný zvýšený obsah HPO_4^- iónov v oblasti Jasenie – Kyslá.

Podľa režimových pozorovaní z povrchových tokov v Jánskej a Bacúšskej doline (horninové prostredie kryštalinikum i mezozoikum) je kvalita vôd z vodohospodárskeho hľadiska podobná. Zodpovedajúce sú zvýšené hodnoty celkových mineralizácií. Sporadicky sa vyskytuje zvýšený obsah NH_4^+ (0,64 mg . l^{-1} a Fe^{2+} 1 mg . l^{-1}).

Zaujímavé výsledky sa dosiahli pri sledovaní obsahu vybraných zložiek chemizmu vo výškových profiloch v Nízkych Tatrách. V Jánskej doline boli sledované zložky od vstupnej fázy hydrologického cyklu – snehu. Z tab. 20 vyplývajú výrazné zmeny obsahu jednotlivých zložiek v snehoch a povrchových, resp. podzemných vodách, hlavne v prípade hodnôt pH a obsahov NH_4^+. Hodnoty pH v snehoch boli výrazne kyslé (vo vzorke nového snehu až 4,5) a v prameni vytekajúcom tesne spod snehového splazu už boli neutrálne (7,1). Obdobne len v snehoch bol pozorovaný obsah NH_4^+ (0,46 mg . l^{-1} vo vzorke starého snehu), ktorý sa ďalej v stopovom množstve prejavil aj v prameni vytekajúcom tesne spod snehového splazu a ďalej už v celom výškovom profile NH_4^- nebol zistený. Obsah CO^- v snehoch a vodách bol približne rovnaký a koncentrácie SO_4^{2-} a NO_3^- zodpovedajúco rástli s klesajúcou nadmorskou výškou.

V prípade výškového profilu Luková – Demänová je dôležitá nízka hodnota pH stojatej zrážkovej vody z roztopeného snehu, napadnutého približne pred 24 hod., a uchovanej v skalnej priehlbine, kde nebol výraznejšie vyvinutý vegetačný a pôdny pokryv. Hodnota obsahu síranov a dusičnanov v zrážkovej vode bola vyššia ako vo vode prameňov, resp. pliesok a povrchového toku Luková.

Z uvedeného vyplýva, že pokiaľ sa zrážková voda nedostane do kontaktu hlavne s pôdnym krytom, jej pH sa výraznejšie nemení a naopak, pri styku s pôdnym krytom dochádza k vytesňovaniu hlavne Ca^{2+} a Na^+ zo sorbčného komplexu pôd, pričom sa voda neutralizuje a pôda acidifikuje.

Špecifický charakter znečistenia prírodných vôd kryštalinika Nízkych Tatier predstavujú banské vody, ktoré do prírodných vôd vnášajú hlavne zvýšený obsah stopových rudných prvkov. Pomerne značné nebezpečenstvo kontaminácie prírodných vôd, najmä v súvislosti s ropným znečistením, predstavuje používanie a ošetrovanie vrtnej a inej techniky pri prieskumných a ťažobných prácach. Obsah As, ropných látok a fenolov z oblasti Jasenie študovali Rapant – Dovina (1984). Kontaminácia prírodného prostredia banskými vodami sa prejavuje iba lokálne, pretože pod vplyvom zrieďovania a eliminačných procesov sa výrazne znižuje obsah kontaminantov už v neveľkej vzdialenosti od miesta ich zdroja. Napríklad obsah As 0,8 – 1,0 mg . l^{-1} vo vodách z výtokov zo štôlní klesol približne po 200 m po vliatí do potoka na hodnoty

Tab. 17 Charakteristika vybraných iónov, pH a M vôd povrchových tokov kryštalinika Nízkych Tatier v závislosti od prietoku

		pH	M	NH_4^+	Mn^{2+}	Fe^{2+}	Cl^+	NO_3	SO_4^-	HPO_4^-
A	1	6,6	27,82	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	1,4	0,0
n =	2	7,55	87,76	0,19	0,015	0,10	1,3	1,55	18,5	0,58
55	3	7,25	59,35	0,01	0,002	0,01	0,64	2,76	7,1	0,07
B	1	6,85	31,37	0,0	0,0	0,0	0,18	0,45	2,2	0,0
n =	2	7,65	101,41	0,32	0,02	0,12	1,4	6,45	14,0	0,26
52	3	7,22	55,72	0,03	0,002	0,01	0,65	2,90	7,1	0,04
C	1	6,95	44,34	0,0	0,0	0,0	0,35	0,15	4,5	0,0
n =	2	7,45	102,48	0,13	0,012	0,28	1,77	5,75	25,5	0,35
17	3	7,22	67,10	0,01	0,002	0,02	0,85	2,80	9,8	0,12

Poznámka: A — povrchové toky s prietokom do 5 l . s^{-1}, B — povrchové toky s prietokom 5 — 20 l . s^{-1}, C — povrchové toky s prietokom nad 20 l . s^{-1}. 1 — minimálna hodnota, 2 — maximálna hodnota, 3 — aritmetický priemer. Dátum odberov: 12. 8. — 26. 8. 1982

Tab. 18 Režimové pozorovania základných vodohospodárskych ukazovateľov vo vybraných povrchových tokoch

Dátum odberu	Mineral. (mg . l^{-1})		pH (mg . l^{-1})		SO_4^{2-} (mg . l^{-1})		Fe^{2+} (mg . l^{-1})		Mn^{2+} (mg . l^{-1})		NO_3^- (mg . l^{-1})		HPO_4 (mg . l^{-1})	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
15. 11. 1984	61,1	89,1	7,3	7,6	7,7	12,4	0,04	0,06	0,02	0,005	5,3	6,5	0,03	0,1
6. 12. 1984	65,3	93,4	6,9	7,4	7,0	13,5	0,01	0,03	0,00	0,003	5,4	7,0	0,03	0,13
4. 1. 1985	67,4	87,5	7,0	7,3	10,9	12,3	0,07	0,04	0,02	0,008	5,8	7,2	0,05	0,13
18. 2. 1985	66,4	100,7	7,2	7,3	12,5	16,7	0,05	0,02	0,00	0,002	3,9	5,8	0,03	0,18
27. 3. 1985	71,5	93,0	7,0	7,2	13,5	18,9	0,01	0,08	0,00	0,005	4,9	6,0	0	0,1
10. 6. 1985	60,8	81,6	7,1	7,2	7,6	12,8	0,06	0,2	0,01	0,02	4,0	4,75	0	0,18

Poznámka: Obsahy NH_4^+ a NO_2^- boli vo všetkých prípadoch nulové
1 — Sopotnický potok (500 m pod horárňou v Sopotnickej doline), 2 — Bukovecký potok (200 m nad Pohronským Bukovcom)

Tab. 19 Režimové pozorovania základných vodohospodárskych ukazovateľov vo vybraných povrchových tokoch

Dátum odberu (rok 1982)	NH_4^+ (mg . l^{-1})			NO_2^- (mg . l^{-1})			NO_3^- (mg . l^{-1})			HPO_4^- (mg . l^{-1})			Fe^{2+} (mg . l^{-1})		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
25. 2.	0	0	0	0	0	0	5,4	7,7	2,7	0	0	0	0,03	0,05	0,06
24. 3.	0	0	0	0	0	0	1,5	2,1	9,3	0	0	0	0,05	0,21	1,3
6. 4.	2,3	1,24	0	0	0	0	4,7	6,0	6,6	0	0	0,05	0,03	0,03	0,05
5. 5.	0	0	0	0,02	0	0	4,0	0	0	0	0	0	0,07	0,19	0,17
28. 5.	0,26	0,23	0	0	0	0	3,4	1,2	0	0	0	0	0,05	0,08	0,08
24. 6.	0,6	0,64	0	0	0	0,01	2,85	0,45	0,3	0	0	0	0,08	0,31	0,01
28. 7.	0	0,05	0	0	0	0	1,2	0,8	0,75	0	0	0,04	0,05	0,15	0,17
21. 8.	0	0	0	0	0	0	4,0	2,4	3,0	0	0	0	0,02	0,13	0,13
15. 9.	0	0	0	0	0	0	3,9	2,4	2,1	0	0	0	0,02	0,03	0,04
11. 10.	0	0	0	0	0	0	3,4 .	3,0	0	0	0	0	0,07	0,12	0,17
18. 11.	0	0	0	0	0	0,04	4,9	4,6	4,6	0	0	0,04	0,06	1,0	0,12
28. 12.	0,05	0	0	0	0	0	5,8	5,8	6,2	0	0	0	0,04	0,18	0,21

Poznámka: 1 — potok Štiavnica, 500 m od horárne Bystrá (nad sútokom s Bystrou),
2 — Bacúšsky potok, cca 1,5 km nad dedinou Bacúch,
3 — Bacúšsky potok, cca 1 km pod dedinou Bacúch.

pokračovanie tab. 19

Dátum odberu (rok 1982)	Mn^{2+} (mg . l^{-1})			Celková mineralizácia (mg . l^{-1})			pH			SO_4^{2-} (mg . l^{-1})		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
25. 2.	0,001	0,005	0,007	76,5	126,2	121,3	7,4	7,4	7,3	9,0	18,9	16,5
24. 3.	0,007	0,01	0,08	127,6	113,0	124,6	7,6	7,6	7,5	41,9	18,0	24,3
6. 4.	0,001	0,001	0,002	105,0	100,7	103,8	6,4	6,3	6,3	14,8	10,3	17,3
5. 5.	0,01	0,01	0,01	71,0	97,3	99,4	7,5	7,4	7,5	11,1	14,8	13,6
28. 5.	0,001	0,002	0,003	61,5	98,4	92,7	7,1	6,3	6,3	9,5	7,0	7,0
24. 6.	0,005	0,003	0,01	54,6	113,1	112,5	7,5	7,6	7,6	4,1	9,9	14,8
28. 7.	0,004	0,02	0,02	61,8	128,6	137,0	6,7	7,4	7,5	5,8	17,3	18,9
21. 8.	0,001	0,03	0,02	73,6	134,7	138,7	7,4	7,6	7,8	10,7	12,8	16,5
15. 9.	0,001	0,002	0,008	81,4	135,1	141,8	6,9	7,4	7,5	4,9	13,2	9,5
11. 10.	0,004	0,02	0,02	67,1	143,8	137,2	6,9	7,2	7,4	11,1	14,4	12,4
18. 11.	0,005	0,05	0,005	72,4	136,1	136,4	7,0	7,3	7,3	9,5	19,7	16,1
28. 12.	0,002	0,01	0,02	75,1	114,4	114,0	7,0	6,9	7,0	11,1	14,4	14,8

Tab. 20 Charakteristika zložiek prírodných vôd vo výškových profiloch v Jánskej, Lukovej a Demänovskej doline

Číslo vzorky	n výška (m)	pH	vod. $\mu S \cdot m^{-2}$	NH_4^+	Cl^- ($mg \cdot l^{-1}$)	NO_3^-	SO_4^{2-}
1	1705	4,5	-	0,3	0,55	0,5	2,3
2	1705	5,1	-	0,46	1,0	0,35	2,1
3	1690	7,1	30	0,03	0,7	0,35	6,6
4	1645	6,9	29	0	0,55	0,7	3,9
5	1570	6,95	27	0	0,55	0,5	3,5
6	1420	7,7	86	0	0,55	0,45	5,35
7	1330	7,5	63	0	0,55	0,7	4,5
8	1275	7,2	68	0	1,3	3,4	6,7
9	1220	7,1	63	0	0,55	1,75	7,25
10	1095	7,3	62	0	0,85	2,6	6,95
11	1005	7,3	61	0	0,85	2,7	8,65
12	1620	4,5	31	0	0,85	4,7	8,0
13	1570	6,4	32	0	0,55	3,5	5,5
14	1560	6,5	28	0	0,55	3,35	5,95
15	1450	6,6	27	0	0,85	3,2	6,6
16	1290	6,7	36	0	0,85	2,5	8,2
17	1120	6,5	30	0	0,7	3,2	6,7
18	1050	6,95	43	0	0,85	3,25	9,9

Poznámka: Vzorky č. 1 — 11 Jánska dolina, 12 — 18 Luková dolina — Demänovská dolina, 1 — vzorka starého snehu, 2 — vzorka nového snehu, 3 — prameň spod snehového splazu, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 11 — potok Štiavnica, 8 — prameň na pravej strane, 12 — stojatá zrážková voda z roztopeného snehu (napadnutého cca pred 24 hod.) uchovaná v skalnej priehlbine, 13 — prameň, 14 — výtok z malého plieska, 15, 16, 17 — potok Luková, 18 — potok Demänovka. Dátum odberu — v Jánskej doline 11. 6. 1985, v Lukovej doline 12. 6. 1985.

0,1 – 0,2 $mg \cdot l^{-1}$ a ďalej, približne po 1 km boli pozorované koncentrácie rádovo len v stotinách $mg \cdot l^{-1}$. Obdobne obsah fenolov a ropných látok z výtokov zo štôlní dosahoval hodnotu 0,03, resp. 1,8 $mg \cdot l^{-1}$, a približne po 1 km klesol na nulu.

Na základe uvedeného a diskutovaného pomerne rozsiahleho dokumentačného hydrogeochemického materiálu môžeme teda konštatovať, že prírodné vody kryštalinika Nízkych Tatier ako celku charakterizuje relatívne veľmi nízky stupeň antropogénneho znečistenia, s výnimkou niektorých menších oblastí s intenzívnymi zdrojmi lokálneho bodového znečistenia. Prírodné prostredie kryštalinika Nízkych Tatier dokáže eliminovať globálne znečistenie z atmosféry, ako aj väčšinu znečistenia z lokálnych zdrojov.

Každé výraznejšie znečistenie sa však v prírodných vodách prejaví. Vo vodách vyvierajúcich, resp. tečúcich v blízkosti výraznejších lokálnych zdrojov znečistenia, pozorujeme zvýšený obsah prakticky všetkých vodohospodársky nepriaznivých komponentov – hlavne NH_4^+, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Cl^-, NO_2^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, HPO_4^{2-}, toxických kovov, resp. organických látok podľa charakteru ich zdroja.

Literatúra

GRAIG, H., 1961: Isotopic variations in meteoric waters. (Washington). Science.

DOVINA, V. et al., 1985: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov kryštalinika Nízkych Tatier. Záv. správa. Manuskript — Geofond, Bratislava.

FRANKO, O. — GAZDA, S. — MICHALÍČEK, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra.

GAZDA, S., 1975: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Zbor. III. celoslov. geol. konfer. Slov. geol., Úst., Bratislava, 43 — 50.

KLIŇEC, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier. Záv. správa, Geofond, Bratislava.

KRAHULEC, P. et al., 1978: Minerálne vody Slovenska. Osveta, Martin.

KULLMAN, E. et al., 1985: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov mezozoika Slovenského raja s ocenením prognóznych prírodných zdrojov a prognóznych využiteľných množstiev podzemných vôd. Záv. správa. Geofond, Bratislava.

MALATINSKÝ, K., 1984: Minerálne vody kryštalinika Nízkych Tatier. Zbor. referátov z VIII. celošt. hydrogeol. konfer. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 231 — 240.

MELIORIS, L., 1984: Minerálne vody Vysokých Tatier a Západných Tatier. Zbor. referátov z VIII. celošt. hydrogeol. konfer. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 241 — 250.

PLANDEROVÁ, E., 1985: Palynologické vyhodnotenie minerálnych vôd z Nízkych Tatier. Čiast. spr. Manuskript — Geofond, Bratislava.

PULEC, M., 1978: Perspektívne volfrámové zrudnenie v Nízkych Tatrách, Geol. Průzk., (Praha), 20, 6, 175 — 177.

RAPANT, S., 1991: Hydrogeochemické pomery kryštalinika Nízkych Tatier. Kandid. dizert. práca. Manuskript — Prírod. fak. Univ. Komen. Bratislava.

RAPANT, S. — DOVINA, V., 1984: Zhodnotenie kvality podzemných a povrchových vôd z hľadiska vybraných ukazovateľov prípustného stupňa znečistenia v území scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení. Geol. práce, Spr. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81, 147 — 158.

RAPANT, S. — VRANA, K., 1985: Hydrogeochemická mapa Západnej časti Nízkych Tatier. Záv. správa. Manuskript — Geofond, Bratislava.

RAPANT, S. — PLANDEROVÁ, E. — BODIŠ, D., 1986: Aplikácia palynológie v hydrogeochémii. Min. slov. (Bratislava), 18, 1, 79 — 88.

VRANA, K. — BODIŠ, D. — LOPAŠOVSKÝ, K. — RAPANT, S., 1989: Regionálno-hydrogeochemické zhodnotenie kvality snehovej pokrývky na území Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7, 87 — 128.

WHITE, D. E., 1970: Geochemistry applied of the discovery, evolution and exploration of geothermal energy resources. United. National Symp. Dev. Utiliz. Geotherm. Res., Geothermics, Special issue 2, Pisa.

STANISLAV RAPANT

Geochemistry of natural waters in the Nízke Tatry crystalline unit

Summary

The article presents the results of hydrogeochemic investigations in the Nízke Tatry crystalline unit.

The Nízke Tatry is the second highest mountain range in the West Carpathians. Its central tract is occupied by the crystalline unit. Most of its surface rises above the 700 m contour, the highest peak attaining 2023 m above sea level. As regards its climate, the Nízke Tatry crystalline unit is a cold area with annual precipitation 1000 — 1300 mm. The principal geologic-tectonic units in the area concerned are the Tatricum and Veporicum, mainly their crystalline parts. Their most abundant granitoid rocks are diverse

kinds of granites, granodiorites, quartz diorites and microgranites. The metamorphic rocks here comprise mainly paragneisses, migmatites, mica schists, phyllites and amphibolites. The Fatricum and Hronicum composed largely of carbonatic rocks occupy only small tracts of the mountain range, mainly on its periphery. The crystalline rock massif in the investigated territory generally has a low to very low fissure permeability, and is poor in groundwaters. The springs mostly yield from 0.05 to 0.5 $l \cdot s^{-1}$.

To determine the groundwater chemistry in this region, winter snow was analysed (Tabs. 1, 2). In comparison with Slovakia's other regions, the rain- and snowfall here have very low T. D. S. (7 — 18 mg . l^{-1}) but are extremely acid. More than 50 % of samples have pH below 4.4.

The groundwaters are of Ca—Mg—HCO_3 type, their T. D. S. ranging from 50 to 100 mg . l^{-1}. In the highest parts of the mountain range, T. D. S. is sometimes below 20 mg . l^{-1}.

The chemical compositions of surface waters — brooks is analogous with that of groundwaters. It is characterized by only slightly lower T. D. S. due to slightly lower contents of virtually all ions.

In the Nízke Tatry crystalline unit there are a few mineral water occurrences some of which are anomalously rich in Cl^- and Na^+ ions (Tab. 9). A palynologic evaluation of sporomorphs (Fig. 1) from the mineral waters or spring sediments has revealed that the Na-Cl component is of Miocene age and marinogenic origin.

The hydrogeochemic prospecting included a study of the distribution of trace ore elements in ground and surface waters alike. The initial, wide assemblage of analysed ore elements Pb, Zn, Cu, As, Sb, W, Mo, Ni, Co, B, V, Cr, Ag was later reduced to a much more limited prospecting assemblage As, Sb, W, Mo and Zn. The latter forms contrast anomalies in mineralized areas (Fig. 3).

The very abundant studied material (ober 1000 analyses of ground and surface waters) suggests that the natural waters in the Nízke Tatry crystalline unit are generally very little affected by anthropogeneous pollutants, except in some minor areas with major sources of local pollution. The physico-chemical composition of nearly all ground and surface waters in the investigated territory complies with valid standards for potable waters. Increased pollutants, largely NH_4^+ and NO_3^-, occur only exceptionally.

Translated by M. Böhmer

Explanations to Text-Figures and Tables

Fig. 1 Palynologic analysis of mineral waters from the Nízke Tatry crystalline unit.
Fig. 2 Isotope composition of mineral waters from the Nízke Tatry crystalline unit.
Fig. 3 Schematized prospecting hydrogeochemic map of the western tract of the Nízke Tatry.
1 — As anomaly, 2 — W anomaly, 3 — Sb anomaly, 4 — SO_4/HCO_3 anomaly, 5 — Zn anomaly, 6 — water sampling point.

Tab. 1 Average chemical composition of snows in the Nízke Tatry area from 1976 to 1985.
Tab. 2 Snow chemical composition in the Nízke Tatry (February — March 1975).
Tab. 3 Chemical composition of silicatogenic waters and surface waters from the Nízke Tatry crystalline unit.
Tab. 4 Correlation matrix of principal components in groundwaters of the crystalline unit.
Tab. 5 Results of thermodynamic analysis of silicate equilibria of groundwaters from the Nízke Tatry crystalline unit.
Tab. 6 Basic hydrogeochemic parameters of silicate-sulphidogenic waters.
Tab. 7 Basic hydrogeochemic parameters of silicate-sulphidogenic waters.
Tab. 8 Distribution of major components of groundwater chemistry in the Nízke Tatry crystalline unit (n = 124).
Tab. 9 Chemical composition of selected mineral-water sources in the Nízke Tatry crystalline unit.
Tab. 10 Basic hydrogeochemic parameters of selected mineral-water sources in the Nízke Tatry crystalline unit.
Tab. 11 Iodine and bromine contents in mineral waters of the Nízke Tatry crystalline unit.
Tab. 12 Oxygen and deuterium isotope composition in mineral waters of the Nízke Tatry crystalline unit.

Tab. 13 Detection limits of applied analytic methods.
Tab. 14 Arithmetic means and standard deviations of hydrogeochemic prospecting manifestations in the investigated territory.
Tab: 15 Empiric scale to assess hydrogeochemical anomalies.
Tab. 16 Correlation matrix of trace elements and SO_4/HCO_3 ratio in waters of the investigated area.
Tab. 17 Characteristics of selected ions, pH and T. D. S. of waters from surface streams in the Nízke Tatry crystalline unit and their relationship to stream flows.
Tab. 18 Regime monitoring of basic water-management characteristics in selected surface streams.
Tab. 19 Regime monitoring of basic water-management characteristics in selected surface streams.
Tab. 20 Characteristics of selected components in natural waters in high-elevation profiles at Jánska, Luková and valley Demänovská dolina.

Geologický ústav Dionýza Štúra
INFORMAČNÉ STREDISKO
Bratislava

ZÁPADNÉ KARPATY
séria

hydrogeológia, inžinierska geológia a geotermálna energia 12

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Franko, DrSc.
Zodpovedná redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Jazyková redaktorka: Miroslava Ludvigová
Technická úprava: Gabriela Šipošová
Sadzba: Mária Cabadajová

Tlač a knihárske spracovanie: Tlačové a kníhviazačské stredisko GÚDŠ. Vydav. oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21. Náklad 550 kusov. Rozsah AH 18,36, VH 18,72.

ISBN 80-85314-28-2

CS ISSN 0139-7583