







# VYSVETLIVKY

K ZÁKLADNEJ  
HYDROGEOLOGICKEJ  
A HYDROGEOCHEMICKEJ MAPE  
ZÁPADNEJ ČASTI VEĽKEJ FATRY

1 : 50 000

**Recenzenti:**

prof. RNDr. Zlatica Ženišová, PhD.  
RNDr. Ivan Šalaga

**Predseda vydavateľskej rady:**

Ing. Branislav Žec, CSc.

**Vedecký redaktor:**

RNDr. Juraj Maglay, PhD.

**Členovia redakčnej rady:**

Ing. Peter Baláž, PhD., RNDr. Klement Fordinál, PhD., RNDr. Ľubomír Hraško, PhD., RNDr. Milan Kohút, CSc., RNDr. Pavel Liščák, CSc., RNDr. Peter Malík, CSc., Mgr. Daniel Marcin, PhD., RNDr. Alexander Nagy, CSc., Ing. Zoltán Németh, PhD., RNDr. Michal Pofaj, CSc., doc. RNDr. Stanislav Rapant, DrSc.



PETER MALÍK, JOZEF KORDÍK, ERIKA KOVÁČOVÁ, FRANTIŠEK BOTTLIK  
a MILAN POLÁK

# VYSVETLIVKY

K ZÁKLADNEJ HYDROGEOLOGICKEJ  
A HYDROGEOCHEMICKEJ MAPE

**ZÁPADNEJ ČASTI VEĽKEJ FATRY**

1 : 50 000

© ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2014

**ISBN 978-80-89343-94-2**



# OBSAH

1. ÚVOD	7
2. PRÍRODNÉ POMERY	11
2.1. Geomorfologické pomery	11
2.2. Klimatické pomery	11
2.3. Hydrologické pomery	17
2.4. Geologické pomery	22
2.4.1. Súčasný stav geologickej preskúmanosti územia	22
2.4.2. Geologický vývoj a charakteristika litostratigrafických jednotiek	23
Tatrikum	24
Veporikum	25
Hronikum	25
Paleogén	26
Neogén	26
Kvartér	26
2.4.3. Geologicko-tektonická stavba územia	29
2.5. Činnosť človeka významne ovplyvňujúca hydrogeologické a hydrogeochemické pomery územia	34
3. HYDROGEOLOGICKÁ A HYDROGEOCHEMICKÁ PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA	35
3.1. Súčasný stav hydrogeologickej a hydrogeochemickej preskúmanosti územia	35
Hydrogeologická preskúmanosť	35
Hydrogeochemická preskúmanosť	58
3.2. Hranice hydrogeologických rajónov a útvarov podzemnej vody v území	59
4. POUŽITÉ ÚDAJE A METODIKA ICH SPRACOVANIA	63
4.1. Charakteristika dokumentačného materiálu použitého na zostavenie hydrogeologickej mapy	63
4.2. Spôsob spracovania hydrogeologických údajov	65
4.3. Charakteristika reprodukovateľnosti použitého hydrogeochemického dokumentačného materiálu	69
4.4. Spôsob spracovania hydrogeochemických údajov	72
5. HYDROGEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA	77
5.1. Hydrogeologická charakteristika hornín	78
Hydrogeologické celky a horninové typy	93
Hronikum	101
Veporikum	106
Tatrikum	117
5.2. Obeh a režim podzemnej vody	125
Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov	129
Hydrogeologický celok neogénnych sedimentov	133
Hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov	135

Hydrogeologický celok paleogénnych sedimentov _____	135
Hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov _____	136
Hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika _____	143
Obeh podzemnej vody v hydrogeologických štruktúrach triasových karbonátov mezozoika hronika _____	154
Obeh podzemnej vody v hydrogeologických štruktúrach triasových karbonátov mezozoika veporika _____	215
Obeh podzemnej vody v hydrogeologických štruktúrach triasových karbonátov mezozoika tatrika _____	241
Hydrogeologický celok hornín kryštalinika _____	249
6. HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY _____	257
6.1. Charakteristika procesov tvorby chemického zloženia podzemnej vody regiónu _____	257
6.2. Charakteristika a klasifikácia chemického zloženia podzemnej vody _____	264
6.3. Charakteristika kvalitatívnych vlastností podzemnej vody z hľadiska vodáren ského využívania _____	305
6.4. Charakteristika území navrhnutých na následné práce v podrobnejšej mierke _____	309
7. ÚDAJE O MNOŽSTVE A ODBEROCH PODZEMNEJ VODY _____	310
8. BANSKÁ VODA _____	318
9. MINERÁLNA A GEOTERMÁLNA VODA _____	319
10. ZÁVER _____	324
11. LITERATÚRA _____	328
12. SUMMARY _____	337

CD/DVD



---

# 1. ÚVOD

---

Zostavenie vysvetliviek k základnej hydrogeologickej a hydrogeochemickej mape západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 bolo výsledkom riešenia čiastkovej úlohy č. 08 *Hydrogeologická mapa západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000*, ktorá bola súčasťou riešenia geologickej úlohy *Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska*, evidovanej pod číslom 12-02-9/200. Cieľom celej geologickej úlohy bolo vypracovanie, prijatie a publikovanie *Smerníc pre zostavovanie hydrogeologických a hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000* Ministerstvom životného prostredia Slovenskej republiky, zostavenie série základných hydrogeologických a hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000 Slovenskej republiky, zostavenie a vydanie chýbajúcich textových vysvetliviek k 5 jstvjúacim hydrogeologickým mapám v mierke 1 : 200 000 a spracovanie syntézy hydrogeologických poznatkov o podzemnej vode Slovenska na úrovni mierky 1 : 500 000. Geologická úloha vedy a výskumu *Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska* bola zaradená do zoznamu rozvojových programov vedy a techniky na základe návrhu Ministerstva životného prostredia SR. Pri tvorbe úlohy sa zohľadnili *Zásady štátnej vednej a technickej politiky*, schválené uznesením vlády SR č. 727 zo dňa 25. augusta 1999. Túto úlohu vybrala expertná komisia na posúdenie Rade vlády SR pre vedu a techniku a po prerokovaní v Rade vlády SR pre vedu a techniku vláda Slovenskej republiky schválila finančné zabezpečenie riešenia úlohy.

Projekt geologickej úlohy *Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska* bol vypracovaný v súlade s podmienkami uvedenými vo výzve na rokovacie konanie bez zverejnenia 1055/2002–7.2 zo dňa 5. 4. 2002 v zmysle zákona NR SR č. 263/1999 Z. z. o verejnom obstarávaní, zákona NR SR č. 313/1999 Z. z. o geologických prácach a o štátnej geologickej správe (geologický zákon) a vyhlášky MŽP SR č. 141/2000 Z. z., ktorou sa vykonáva geologický zákon. Obstarávateľom geologických prác je Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky (MŽP SR). Vykonávateľom je Štátny geologický ústav Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) na základe výsledku verejného obstarávania (rokovacieho konania bez zverejnenia), ktoré sa konalo 16. apríla 2002 v budove Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky (MŽP SR), Námestie Ľudovíta Štúra 1, Bratislava. Zmluva o poskytovaní účelových prostriedkov štátneho rozpočtu na riešenie projektu geologickej úlohy vedy a výskumu č. 96/2002/7.2 (MŽP SR), resp. 02/200 (ŠGÚDŠ) bola uzavretá medzi MŽP SR a ŠGÚDŠ dňa 9. 7. 2002 na základe schvaľovacieho protokolu geologického projektu výskumu a vývoja sekcie geológie a prírodných zdrojov MŽP SR zo dňa 8. 7. 2002.

Metodický postup zostavovania hydrogeologických a hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000 z 9 regiónov SR v rámci geologickej úlohy vedy a výskumu 12-02-9/200 *Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska* s celkovým termínom skončenia v novembri 2006 bol založený na vypracovaných *Smerniciach zostavovania základných hydrogeologických máp mierke 1 : 50 000 č. 8/2004 – 7* a *Smerniciach zostavovania základných hydrogeochemických máp mierke 1 : 50 000 č. 9/2004 – 7*, ktoré schválil minister životného prostredia prof. L. Miklós dňa 26. októbra 2004. Vypracovanie znenia návrhu týchto smerníc vo forme záverečnej správy ako návrh *Smerníc pre zostavovanie hydrogeologických a hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000* bolo súčasťou čiastkovej úlohy 01 ako prvá etapa geologickej úlohy 12-02-9/200. Zrealizovalo sa v priebehu 3. štvrtroka 2002.

Skúmané územie západnej časti Veľkej Fatry je znázornené na týchto listoch mierky 1 : 25 000 v Gaussovej-Krügerovej projekcii:

M-34-098-D-d	Martin,	M-34-110-B-b	Blatnica,
M-34-099-C-a	Turany,	M-34-110-B-d	Mošovce,
M-34-099-C-b	Kraľovany,	M-34-111-A-a	Borišov,
M-34-099-C-c	Sklabiňa,	M-34-111-A-b	Liptovské Revúce,
M-34-099-C-d	Malá Smrekovica,	M-34-111-A-c	Staré Hory.

V mierke 1 : 50 000 v projekcii S-JTSK (Křovák listoklad) je územie západnej časti Veľkej Fatry zobrazené na týchto mapách:

26-34	Ružomberok,	36-13	Kremnica,
26-33	Martin,	36-12	Donovaly,
36-11	Turčianske Teplice,	36-14	Banská Bystrica.

V mierke 1 : 10 000 v projekcii S-JTSK (Křovák listoklad) je územie západnej časti Veľkej Fatry zobrazené na mapách 36-11-10, 36-11-14, 36-11-15, 36-11-19, 36-11-20, 36-11-24, 36-11-25, 36-13-04, 36-13-05, 36-12-06, 36-12-07, 36-12-08, 36-12-11, 36-12-12, 36-12-13, 36-12-16, 36-12-17, 36-12-21, 36-12-22, 36-14-01, 26-33-20, 26-33-25, 26-34-07, 26-34-08, 26-34-11, 26-34-12, 26-34-13, 26-34-16, 26-34-17, 26-34-18, 26-34-21, 26-34-22, 26-34-23, 36-12-03, 36-11-05, 36-12-01 a 36-12-02.

Celá plocha zmapovaného územia sa nachádza na území Žilinského kraja, na území okresov Dolný Kubín (kód okresu 503), Martin (506), Ružomberok (508) a Turčianske Teplice (509).

Na zmapovanom území sa nachádzajú obce Kral'ovany (číslo obce 509 744), Stankovany (511 030), Krpeľany (512 389), Ratkovo (512 567), Lubochňa (510 807), Nolčovo (512 486), Turčianska Štiavnička (512 702), Podhradie (512 508), Sklabinský Podzámok (512 591), Sklabiňa (512 583), Záborie (512 818), Turčianske Jaseno (545 961), Belá-Dulice (512 052), Necpaly (512 478), Folkušová (512 257), Blatnica (512 079), Mošovce (512 460), Rakša (512 559), Háj (512 265), Turčianske Teplice (512 729) a Čremošné (512 141).

Na zmapovanom území sú tieto katastrálne územia: Kral'ovany (828 220), Stankovany (857 823), Krpeľany (829 412), Ratkovo (851 787), Lubochňa (833 509), Nolčovo (841 218), Turčianska Štiavnička (865 851), Podhradie nad Váhom (847 381), Konské (826 154), Sklabinský Podzámok (855 847), Sklabiňa (855 812), Záborie (871 672), Turčianske Jaseno (817 988), Belá pri Necpaloch (802 328), Necpaly (839 400), Dulice (813 575), Folkušová (814 369), Blatnica (803 103), Mošovce (838 578), Rakša (851 582), Háj (815 381), Dolná Štubňa (811 874) a Čremošné (809 951).

Celkový plošný rozsah hodnoteného územia západnej časti Veľkej Fatry je **374,33** km<sup>2</sup>. Hydrogeologické mapovanie na zostavenia hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry sa robilo na pracovných mapách v mierke 1 : 10 000. Dokumentovali sa prirodzené výstupy podzemnej vody zväčša s výdatnosťou vyššou ako 0,05 l · s<sup>-1</sup>. Poloha všetkých výverov podzemnej vody, aj menších, ktoré vzhľadom na svoju výdatnosť nie sú zdokumentované v textovej prílohe, je zaznačená na mapách dokumentačných bodov (príloha 6). Hydrogeologické mapovanie sa robilo počas leta a jesene v rokoch 2003, 2004, 2005 a 2006 v časovom rozsahu od 1. do 11. júla 2003, od 7. do 16. júla 2004, od 7. do 20. septembra 2004, od 20. do 29. júla 2005, od 4. do 15. júla 2006 a od 1. do 5. augusta 2006. Rovnako sa prehodnotili a využili aj výsledky detailnej hydrogeologickej dokumentácie, ktoré v období 1. až 11. augusta 2000 a 6. až 15. septembra 2000 v oblasti Tlstej na JZ územia vykonali pracovníci ŠGÚDŠ v rámci projektu STALAGMITE. Počas terénnych prác v uvedených terénnych sezónach sa zdokumentovalo spolu **2 736** prameňov. Pri každom z týchto prameňov sa zaznamenávala nadmorská výška výveru, dátum dokumentovania zdroja, teplota vyvierajúcej vody, jej merná elektrická vodivosť v μS · cm<sup>-1</sup>, výdatnosť výveru, teplota vzduchu počas merania, horninové prostredie obehu vyvierajúcej podzemnej vody, typ prameňa, lokalita a prípadné ďalšie pozorovania (zachytenie prameňa pre vodovodnú sieť, resp. na miestne zásobovanie, úprava prameňa, prípadný názov alebo pozorovanie v rámci monitorovacích sietí SHMÚ). Výdatnosť výverov sa merala v zhruba 50 % prípadov, zvyšok tvoria odhadované hodnoty. Výdatnosť sa merala pomocou zachytávajúcej rúry, stopiek a odmernej nádoby s pevne stanoveným objemom. V ojedinelých prípadoch veľmi výdatných prameňov sa výdatnosť prameňa stanovila meraním prietoku. Všetky výsledky zo zdokumentovaných prameňov tvoria prílohu 4, polohy prameňov sú znázornené v prílohe 6 – na jednotlivých mapách dokumentačných bodov v mierke 1 : 25 000. Okrem zdokumentovaných prameňov bolo na mape dokumentačných bodov znázornených aj **1 079** menších prameňov, ktoré vzhľadom na výdatnosť, spravidla nižšiu ako 0,05 l · s<sup>-1</sup>, sa osobitne nedokumentovali.

V rámci nesystematických pozorovaní pri hydrogeologickom mapovaní sa zistila sumárna výdatnosť všetkých zdokumentovaných prameňov **3 184,43** l · s<sup>-1</sup>.



Sumárna výdatnosť všetkých významných prameňov (s výdatnosťou vyššou ako  $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) bola vyčíslená na **2 311,73**  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ , čo je viac ako 70 %, temer až 3/4 celkovej sumárnej výdatnosti prameňov. V prípade výdatnosti vyššej ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  je to **2 645,55**  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  (83 % celkovej sumárnej výdatnosti prameňov). V študovanej oblasti to svedčí o schopnosti horninového prostredia sústreďovať väčšie množstvo podzemnej vody. Výdatnosť vyššiu ako  $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  dosahovalo iba 59 prameňov (2,1 % z celkového počtu zdokumentovaných prameňov), výdatnosť vyššiu ako  $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  dosahovalo iba 141 prameňov (5,0 %) a výdatnosť vyššiu ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  337 prameňov (11,8 %).

Zdokumentované významné a doteraz **nezachytené** alebo **nepozorované** zdroje podzemnej vody s výdatnosťou vyššou ako  $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  dávajú spolu v západnej časti Veľkej Fatry sumárnu hodnotu **178,51**  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  (9 prameňov), s výdatnosťou vyššou ako  $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  sumárnu hodnotu **328,69**  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  (41 prameňov) a zdokumentované menej významné a doteraz nezachytené zdroje podzemnej vody s výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  majú celkovú hodnotu **623,71**  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  (217 prameňov).

Vodárensky zachytené a pravdepodobne aj v súčasnosti sčasti využívané množstvo vyššie ako  $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  alebo pramene s jestvujúcim záznamom kvantitatívneho monitoringu SHMÚ boli sumárne vyčíslené na  $1\,096,10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (58,6 % výdatnosti všetkých zdrojov s výdatnosťou vyššou ako  $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , resp. 34,4 % výdatnosti všetkých zdrojov – 20 prameňov). Známe alebo overené množstvo s výdatnosťou vyššou ako  $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  sú v sumárnej hodnote  $1\,191,80 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (51,6 % výdatnosti všetkých zdrojov s výdatnosťou vyššou ako  $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , resp. 37,4 % výdatnosti všetkých zdrojov – 37 prameňov). Známe alebo overené množstvo s výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  má sumárnu hodnotu  $1\,205,38 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (45,6 % výdatnosti všetkých zdrojov s výdatnosťou vyššou ako  $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , resp. 37,9 % výdatnosti všetkých zdrojov – 44 prameňov). Znamená to, že hydrogeologickým mapovaním pri zostavovaní základnej hydrogeologickej mapy v mierke 1 : 50 000 boli zdokumentované dodatočné významnejšie zdroje podzemnej vody v množstve  $623,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v dodatočných 217 prameňoch s výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  alebo  $178,51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v dodatočných 9 prameňoch s výdatnosťou vyššou ako  $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Treba zdôrazniť, že ide o aritmetické sčítanie nesystematických pozorovaní, vykonaných za rôznych stavov výdatnosti a zaťažených chybami merania v prípade jednorazových prameňov, prípadne pozorovania časových radov výdatnosti v rôznych obdobiach a rôznej kvality pozorovaní, pokiaľ ide o ich hustotu, takže uvedený sumár nemožno použiť na stanovenie využiteľného množstva podzemnej vody.

Na zostavenie hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry sa okrem dokumentácie prameňov vykonala inventarizácia hydrogeologických technických prác v uvedenej oblasti na základe spracovania údajov archivovaných v archíve ŠGÚDŠ (Geofonde). Výsledky vrtných prác v tomto území spracované podľa záväznej metodiky (Malík a Jetel, 1994) sú obsiahnuté v prílohe 3, polohy vrtov sú znázornené v prílohe 6 – na mapách dokumentačných bodov. Spomedzi celkového počtu 37 hydrogeologických vrtov, ktoré obsahuje príloha 3, sa 21 realizovalo v prostredí kvartérnych sedimentov – zväčša fluviaálnych náplavov väčších tokov, 15 overovalo hydrogeologickú produktivitu triasových karbonátov (vápencov a dolomitov) a jeden vrt bol vyhlbený v prostredí neovulkanitov.

V oblasti západnej časti Veľkej Fatry vo viacerých prípadoch hydrogeologické štruktúry budované karbonatickými horninami stredného a vrchného triasu sa odvodňujú priamo do povrchových tokov, takže prirodzené výstupy podzemnej vody nie sú v teréne pozorovateľné voľným okom. Vo vytypovaných oblastiach pretínania vápencov a dolomitov povrchovými tokmi sa v minulosti realizovali termometrické a rezistivimetrické merania s krokom 1 a 2 m a s meraniami na oboch brehoch, prípadne aj v strede vodného toku v závislosti od jeho šírky a prietoku. Miesta geofyzikálnych meraní na určenie miest významných skrytých prestupov podzemnej vody do povrchových tokov boli lokalizované v oblasti horného toku Ľubochnianky v rámci zostavovania hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 (Filo a Švastová in Malík a Kordík, 1999). Keďže však ide o okrajovú podmienku aj v západnej časti tohto územia, boli prevzaté aj do tejto správy. V nadväznosti na výsledky termometrických a rezistivimetrických prác sa v totožných úsekoch toku Ľubochnianky vykonali merania prietoku na kvantitatívne stanovenie množstva prestupujúcej podzemnej vody (Malík a Kordík, 1999). Ich výsledky sú uvedené v kapitole 5.2, venovanej obehu podzemnej vody.

**Hydrogeochemická mapa** západnej časti Veľkej Fatry bola zostavená v rámci geologickej úlohy 12-02-9/200 *Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska 1 : 50 000*. Mapa je vypracovaná v zmysle metodiky Rapanta a Bodiša (2003), resp. *Smernice MŽP SR č. 9/2004 – 7* na zоста-

vovanie základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000. Pri spracovaní mapy boli využité podklady z geologického mapovania (Polák et al., 1997) a poznatkov hydrogeologického prieskumu. **Cieľom** hydrogeochemickej časti práce je textové zhodnotenie a mapové vyjadrenie zákonitostí tvorby chemického zloženia a kvalitatívnych vlastností podzemnej vody vrátane hodnotenia antropogénnych vplyvov.

**Nosnou časťou** mapy je zobrazenie kvalitatívnych, geochemických a vodohospodárskych kritérií hodnotenia podzemnej vody prvého zvodneného kolektora. Na vyjadrenie niektorých ďalších dôležitých vlastností podzemnej vody (agresivita, stupeň antropogénneho ovplyvnenia, obsah rozpustených látok a pod.) boli zhotovené prídavné tematické mapy väčšej mierky, 1 : 140 000 (príloha 8). Samostatnú časť tvorí **hydrogeochemická dokumentácia** analýz vzoriek použitých pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy (príloha 7).

Na účely zostavenia základnej hydrogeochemickej mapy západnej časti Veľkej Fatry sa odobralo v rokoch 2002 – 2006 spolu **50** vzoriek podzemnej vody. Okrem toho sa použili výsledky vzorkovania vykonaného v rámci zostavovania *Geochemického atlasu Slovenskej republiky, časti Podzemné vody*, v celkovom počte **140** vzoriek. Chemické analýzy novo odoberaných vzoriek podzemnej vody použité na zostavenie základnej hydrogeochemickej mapy sa robili v laboratóriách ŠGÚDŠ v Bratislave a v Spišskej Novej Vsi. **Kompletný hydrogeochemický dokumentačný materiál** spolu s archívnymi údajmi použitý na zostavenie mapy predstavuje súhrnne 705 chemických analýz podzemnej vody z 285 odberových miest. Z archívnych dokumentov sa účelovo spracovalo 68 analýz povrchovej vody, 227 rozborov zrážkovej vody a 636 analýz minerálnej vody. Ich výsledky sa využili ako doplnok pri interpretácii hydrogeochemických pomerov oblasti.

Odbery vzoriek podzemnej vody na chemickú analýzu urobili RNDr. Igor Slaninka, a najmä spoluautor práce RNDr. Jozef Kordík, PhD.

Najnáročnejšiu časť tejto práce predstavovalo systematické a metodicky jednotné hydrogeologické mapovanie v oblasti do topografických podkladov v mierke 1 : 10 000. Zúčastnilo sa na ňom množstvo pracovníkov ŠGÚDŠ, ale aj iných organizácií. Na tomto mieste je potrebné všetkým poďakovať za vykonanú prácu: Bc. Alene Bágelovej, Mgr. Natálii Bahnovej-Kadlečíkovej, Mgr. Ľubici Baranovičovej, Mgr. Kataríne Boškovej, Mgr. Gabriele Gubanovej, Mgr. Jane Miklasovej-Macháčkovej, Mgr. Eve Malíkovej, Mgr. Anne Tlučákovej, Mgr. Márii Vojtkovej, Mgr. Silvii Vojtkovej-Wiesengangerovej, MSc., Antonovi Bugárovi, Mgr. Radovanovi Černákovi, Ing. Jozefovi Čišovskému, Mgr. Matejovi Gedeonovi, Bc. Milošovi Gregorovi, Ing. Jaromírovi Helmovi, Mgr. Marcelovi Hurtoňovi, Ing. Andrejovi Janegovi, Bc. Michalovi Jankulárovi, Mgr. Stanislavovi Jurčákovi, Danielovi Lehotayovi, Mgr. Danielovi Marcinovi, PhD., Mgr. Slavomírovi Mikitovi, RNDr. Jurajovi Michalkovi, CSc., Mgr. Tomášovi Melichovi, RNDr. Igorovi Polčanovi, RNDr. Svetozárovi Schererovi, Mgr. Jaromírovi Švastovi a Petrovi Tučekovi.

Merania prietoku na určenie skrytých prestupov podzemnej vody do povrchových tokov vo väčšine prípadov vykonal v mesiaci septembri roku 2000 Fedor Masarik v spolupráci s Mgr. Gabrielou Gubanovou, Mgr. Silviou Vojtkovou-Wiesengangerovou a RNDr. Petrom Malíkom, CSc. Merania prietoku v roku 2004 realizovali Fedor Masarik, Mgr. E. Kováčová a Mgr. S. Vojtková, v roku 2005 Pavol Ujházy a Juraj Hovanec, v roku 2006 Pavol Ujházy a Jozef Blahut, Mgr. R. Černák, Mgr. J. Švasta, Daniel Lehotay a Bc. Miloš Gregor. Na jednorazové určenie výdatností väčších sústredených výverov vykonal v auguste 2006 merania prietoku Mgr. Erika Kováčová, Bc. Miloš Gregor, Andrej Malík a RNDr. Peter Malík, CSc.

---

## 2. PRÍRODNÉ POMERY

---

### 2.1. GEOMORFOLOGICKÉ POMERY

Pohorie Veľká Fatra ohraničuje zo západu Turčianska kotlina, zo severu Chočské vrchy a Malá Fatra, zo severovýchodu Liptovská kotlina, z východu Revúcke podolie, resp. Nízke Tatry a z juhu Kremnické vrchy. Územie západnej časti Veľkej Fatry zaberá tú časť pohoria, ktorá sa nachádza západne od osi toku Lubochnianky od jej ústia do Váhu až po jej prameň pod kótou Ploská. Hranica územia ďalej pokračuje krátkym hlavným hrebeňom pohoria (Ploská – Ostredok – Krížna – Kráľova studňa) až po sedlo Malý Šturec. Južnú hranicu tvorí cesta Harmanec – Turčianske Teplice. Západné ohraničenie sa tiahne od Turčianskych Teplíc, cestou SNP cez Mošovce, Blatnicu, Necpaly, Belú-Dulice, Turčianske Jaseno, Záborie a pokračuje cez Starú Bôrovú. Tu sa začína severné ohraničenie, ktoré od Sučian tvorí rieka Váh, a končí sa v Lubochni, v mieste vyústenia toku Lubochnianky do Váhu.

Úroveň vrcholov je vo výške 1 500 až 1 590 m n. m., nižšia úroveň je vo výške okolo 1 200 m n. m., ale zreteľné zvyšky zarovnania sú aj v okolí Kráľovej studne vo výške 1 350 až 1 400 m n. m. Najvyšší vrch Veľkej Fatry, ale aj hodnoteného územia, je Ostredok (1 592 m n. m). Pre južnú časť územia v oblasti Ploskej, Ostredka a Krížnej sú charakteristické ploché chrbty v slienitých horninách neokómu a albu. Severná časť územia prechádza do veľmi výrazného bralnatého reliéfu, vniknutého do odolných vápencov a dolomitov.

Podľa geomorfologického členenia Slovenska (Mazúr a Lukniš, 1986, 2002, *Atlas krajiny SR*) patrí územie do provincie Západných Karpát, do subprovincie vnútorných Západných Karpát, fatransko-tatranskej oblasti a podoblasti Veľká Fatra. Celkový smer pohoria je SV – JZ. Pôdorys má tvar nepravidelnej elipsy. Dĺžka pohoria je asi 40 km, šírka je okolo 22 km, pričom maximálna šírka hodnoteného územia je 14,4 km.

### 2.2. KLIMATICKÉ POMERY

Veľká horizontálna aj vertikálna členitosť územia spôsobuje pomerne veľké klimatické rozdiely aj medzi územiami, ktoré sú od seba vzdialené len málo. Preto podnebná charakteristika závisí od reliéfu a s ním súvisiacej nadmorskej výšky. Získané hodnoty sú z meteorologických staníc zväčša v blízkosti – na obvodě – nášho územia (21 340 Liptovské Revúce, 21 360 Liptovská Osada, 21 420 Ružomberok, 24 440 Lubochna-Rakytov, 24 290 Martin MS, 24 140 Turčianske Teplice, 34 160 Dolný Harmanec, 34 240 Uľanka, 34 220 Staré Hory, 34 180 Motyčky). Priamo na území sa nachádzajú len meteorologické stanice na Krížnej (č. 34 200), v Lubochni (č. 21 460), Kraľovanoch (č. 24 020), Turčianskej Štiavničke (č. 24 040), Belej-Duliciach (č. 24 240) a v Blatnici (č. 24 200) a totalizátory zachytávajúce len zrážkové úhrny na lokalitách Krížna – Veterné a Kráľova studňa. So zväčšovaním nadmorskej výšky sa znižuje priemerná ročná teplota (zhruba o 0,4 – 0,6 °C na 100 m výšky) a pribúdajú zrážky. Množstvo zrážok, ktoré vsiakne do horninového prostredia, závisí od veľkosti výparu a hydraulických vlastností horninového prostredia. Kullman a Gazda (1973) uvádzajú za roky 1969 – 1971 nasledujúce ročné hodnoty výparu na troch staniach v okolí skúmaného územia: Bodorová (383 – 454 mm), Korytnica (452 – 464 mm), Krížna (278 – 379 mm). Množstvo spadnutých zrážok sa pohybuje v rozpätí od 800 do 1 200 mm ročne. Sú to pomerne vysoké hodnoty poukazujúce na horský zrážkový režim. Vyššie hodnoty zrážok nachádzame na Slovensku len vo Vysokých a Nízkych Tatrách. S ohľadom na vysoké hodnoty zrážok (priemer z celého územia je okolo 1 000 mm) a nízky územný výpar (priemer z celého územia je okolo 480 mm) zostáva na vsakovanie do podzemnej vody a odtok k dispozícii viac ako polovica spadnutých zrážok, 520 mm (Vestenický a Vološčuk, 1986). Pri formovaní podzemnej vody sú rozhodujúce zimné zrážky kvôli ich obmedzenému výparu zásluhou nízkej teploty vzduchu. Priemerný počet dní so snehovou prikrývkou kolíše od 80 v najnižších oblastiach pohoria do 180 dní vo vrcholových častiach (*Atlas krajiny SR*, 2002).

Prehľad geomorfologických, hydrologických a klimatických pomerov sa nachádza v tabuľke 2.1. V tabuľke 2.2 je charakterizovaná priemerná mesačná teplota na meteorologických staniciach v hodnotenom území v rokoch 1931 až 1960, 1951 až 1980 a 1970 až 2000.

Zrážkomerné stanice v skúmanej oblasti a jej bezprostrednom okolí sú v rámci dlhodobého hodnotenia v rokoch 1931 až 1950, 1951 až 1980 a 1970 až 2000 zosumarizované v tabuľke 2.3.

Tab. 2.1. Najdôležitejšie klimatické, hydrologické, geomorfologické a vegetačné charakteristiky Veľkej Fatry.

Príslušná charakteristika, oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
<b>KLIMATICKÉ POMERY</b>	
<b>Klimatické oblasti</b> (pozorované obdobie 1961 – 1990; Lapin et al., 2002, in <i>Atlas krajiny SR</i> ): – najvyššie časti v okolí hlavného hrebeňa: – najväčšia časť plochy pohoria: – západný a severný okraj pohoria:	<i>Chladná oblasť:</i> chladný horský oksok (priemerná júlová teplota 10 – 12 °C) mierne chladný oksok (priemerná júlová teplota 12 – 16 °C)  <i>Mierne teplá oblasť:</i> mierne teplý, veľmi vlhký vrchovinový oksok s nadmorskou výškou viac ako 500 m
<b>Klimatickogeografické typy</b> (Tarábek, 1980, in <i>Atlas Slovenska</i> ): – najvyššie časti v okolí hlavného hrebeňa:  – hlavný hrebeň a prilahlé rázsochy:  – nižšie časti rázsoch a väčšina údolných častí pohoria:  – údolná časť pohoria v oblasti Sklabinský Podzámok až Belá-Dulice:  – predpolie západnej časti pohoria:	<i>horská klíma s malou inverziou teploty, vlhká až veľmi vlhká, veľmi studená</i> priem. januárová teplota = –7,0 až –1,0 °C, priem. júlová teplota = 4,0 až 11,5 °C Σ ročných zrážok = 1 200 až 2 130 mm – " – , <i>studená</i> priem. januárová teplota = –6,0 až –7,0 °C priem. júlová teplota = 11,5 až 13,5 °C Σ ročných zrážok = 1 000 až 1 400 mm – " – , <i>chladná</i> priem. januárová teplota = –5,0 až –6,5 °C priem. júlová teplota = 13,5 až 16,0 °C Σ ročných zrážok = 800 až 1 100 mm <i>mierne teplá horská klíma (s malou inverziou teploty, vlhká až veľmi vlhká)</i> priem. januárová teplota = –3,5 až –6,0 °C priem. júlová teplota = 17,0 až 17,5 °C Σ ročných zrážok = 650 až 850 mm <i>mierne chladná kotlinová klíma (s veľkou inverziou teploty, mierne suchá až vlhká)</i> priem. januárová teplota = –3,5 až –6 °C priem. júlová teplota = 16,0 až 17,0 °C Σ ročných zrážok = 600 až 850 mm
<b>Globálne žiarenie za rok</b> (pozorované obdobie 1961 – 1990; Tomlain a Hrvoľ, 2002, in <i>Atlas krajiny SR</i> ):	1 050 – 1 100 kWh . m <sup>-2</sup>
<b>Relatívny slnečný svit v %</b> (pozorované obdobie 1931 – 1960; Peterka, 1980, in <i>Atlas Slovenska</i> ): leto: zima: rok:	50 – 55 % 25 – 35 % 42 – 46 %
<b>Smer a rýchlosť vetra</b> (na najbližších meteorologických staniciach z obdobia 1961 až 1990; Lapin a Tekušová, 2002, in <i>Atlas krajiny SR</i> ): – Bystrička (470 m n. m.): – Sliač (313 m n. m.): – Chopok (2 008 m n. m.):	mierna prevaha s. a j., jz. až z. smerov, bezvetrie 36 %, rovnako v zimnom aj v letnom období; rýchlosť vetra 0,5 až 2 m . s <sup>-1</sup> prevaha severných smerov vetra v priebehu celého roka, bezvetrie 47 %; rýchlosť vetra 1 až 3 m . s <sup>-1</sup> absolútna prevaha sz., s. a j. smeru prúdenia, bezvetrie 3 %; rýchlosť vetra 4 až 11 m . s <sup>-1</sup>



Príslušná charakteristika, oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
<b>Priemerná teplota vzduchu</b> (pozorované obdobie 1961 – 1990; Šťastný et al., 2002, in <i>Atlas krajiny SR</i> ): január: júl: rok:	–4 až –7 °C 12 až 16 °C 2 až 7 °C
<b>Počet dní s priemernou dennou teplotou &lt; 0 °C v roku</b> (Kurpelová, 1980, in <i>Atlas Slovenska</i> ): – v oblasti hrebeňa pohoria: – v oblasti predhoria:	40 – 180 dní 80 – 140 dní
<b>Bezmrazové obdobie</b> (Kurpelová, 1980, in <i>Atlas Slovenska</i> ): – najvyššie časti v okolí hlavného hrebeňa: – hlavný hrebeň a príľahlé rázsochy: – v oblasti predhoria:	40 – 80 dní 80 – 120 dní 120 – 150 dní
<b>Priemerný ročný počet letných a mrazových dní</b> (pozorované obdobie 1961 – 1990; Bochníček et al., 2002, in <i>Atlas krajiny SR</i> ): <i>počet letných dní</i> – v oblasti hrebeňa pohoria (Křížna): – v oblasti predhoria (Bodorová): <i>počet mrazových dní</i> – v oblasti hrebeňa pohoria (Křížna): – v oblasti predhoria (Bodorová):	0 dní 39 dní 193 dní 121 dní
<b>Počet dní v roku s úhrnom zrážok 1 mm a viac</b> (Šamaj a Valovič, 1980, in <i>Atlas Slovenska</i> ): – centrálna časť pohoria: – podhorie:	120 – 160 dní 110 – 120 dní
<b>Priemerný úhrn zrážok v mm</b> (pozorované obdobie 1961 – 1990; Faško a Šťastný, 2002, in <i>Atlas krajiny SR</i> ): v januári: – na hrebeňoch: – v podhorí: v júli: – na hrebeňoch: – v podhorí: za celý rok: – na hrebeňoch: – v podhorí:	80 – 90 mm 60 – 80 mm 100 – 120 mm 80 – 100 mm 1 000 – 1 400 mm 750 – 1 000 mm
Pozn.: Podrobnejšie zrážkové charakteristiky (priemerné mesačné a ročné sumárne zrážky) sú uvedené v tabuľke 2.4 a 2.5 v ďalšom texte, priemerná mesačná a ročná teplota v tých istých obdobiach je charakterizovaná na meteorologických stanicách týkajúcich sa územia v tabuľkách 2.2 a 2.3.	
<b>Maximálna hrúbka snehovej pokrývky v cm</b> (Valovič, 1980, in <i>Atlas Slovenska</i> ): – vyvýšené časti: – predhorie:	75 – 150 cm 50 – 75 cm
<b>Počet dní so snehovou pokrývkou v roku</b> (pozorované obdobie 1961 – 1990; Faško et al., 2002, in <i>Atlas krajiny SR</i> ): – oblasť hrebeňa pohoria: – oblasti na úpätí pohoria:	120 – 160 dní 80 – 120 dní
<b>Trvanie suchého obdobia s pravdepodobnosťou výskytu raz za 10 rokov</b> (Šamaj a Valovič, 1980, in <i>Atlas Slovenska</i> ): – hlavný hrebeň pohoria: – zvyšná časť pohoria: (definovanie suchého obdobia: 15 – 19 takých dní, kde den. úhrn zrážok je max. 0,9 mm; 20 – 29 takých dní, kde den. úhrn zrážok je max. 2,4 mm; 30 a viac takých dní, kde den. úhrn zrážok je max. 4,9 mm)	42 – 44 dní 40 – 42 dní

Príslušná charakteristika, oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
<p><b>Priemerný ročný úhrn aktuálnej a potenciálnej evapotranspirácie</b> (pozorované obdobie 1961 – 1990; Tomlain, 2002, in Atlas krajiny SR): <i>aktuálna evapotranspirácia</i> – vyvýšené časti Veľkej Fatry: – úpätia a dná údolí: <i>potenciálna evapotranspirácia</i> – vyvýšené časti Veľkej Fatry: – úpätia a dná údolí:</p>	<p>300 – 350 mm 50 – 450 mm  350 – 400 mm 400 – 500 mm</p>
<b>HYDROLOGICKÉ POMERY</b>	
<p><b>Typ režimu odtoku povrchových tokov</b> (pozorované obdobie 1931 – 1980; Šimo a Zafko, 2002, in Atlas krajiny SR):</p>	snehovo-dažďový typ režimu odtoku
<p>akumulácia: vysoká vodnosť: najvyšší prietok: najnižší prietok v období: podružné zvýšenie vodnosti koncom jesene a zač. zimy:</p>	<p>v období november – marec v období marec – júl v období apríl – máj január – február, prípadne september – október mierne výrazné až nevýrazné</p>
<p><b>Priemerný ročný merný (elementárny) odtok</b> (priemer za hydrologické obdobie 1931 – 1980; Lešková a Majerčáková, 2002, in Atlas krajiny SR): – hrebeňové časti: – predhorie a podhorie:</p>	<p>20 – 25 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> 15 – 20 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup></p>
<p><b>Priemerne prekročený merný (elementárny) odtok 355 dní za rok</b> (priemer za hydrologické obdobie 1931 – 1960; Hlubocký, 1980, in Atlas Slovenska): – hrebeňové časti: – predhorie a podhorie:</p>	<p>7 – 9 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> 3 – 7 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup></p>
<p><b>Maximálny merný (elementárny) odtok s pravdepodobnosťou prekročenia raz za 100 rokov</b> (priemer za hydrologické obdobie 1931 – 1980; Lešková a Majerčáková, 2002, in Atlas krajiny SR): – hrebeňové časti: – predhorie a podhorie:</p>	<p>1 – 1,4 m<sup>3</sup> . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> 0,7 – 1 m<sup>3</sup> . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup></p>
<p><b>Minimálny merný (elementárny) odtok 364-denný</b> (priemer za hydrologické obdobie 1931 – 1980; Lešková a Majerčáková, 2002, in Atlas krajiny SR): – severný výbežok v oblasti Kralovian: – zvyšná časť územia:</p>	<p>1 – 3 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> 3 – 4 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup></p>
<b>GEOMORFOLOGICKÉ POMERY</b>	
<p><b>Geomorfologické jednotky</b> (Mazúr a Lukniš, 1986; 2002, in Atlas krajiny SR):</p>	<p><i>subprovincia:</i> vnútorné Západné Karpaty fatransko-tatranská <i>celok:</i> Veľká Fatra <i>oddiely:</i> 1. Hôľna Fatra 2. Bralná Fatra 4. Lysec 6. Šípska Fatra</p>
<p><b>Základné typy reliéfu</b> (Mazúr et al., 1980, in Atlas SSR, 1980): – centrálna časť pohoria: – okraje Veľkej Fatry: – najvyššie hrebeňové časti: – pás tiahnuci sa strednými časťami dolín Kantorského, Sklabinského a Belianskeho potoka:</p>	<p><i>erozívno-denudačný reliéf:</i> ... podhôľny vysočinový ... hornatinový ... veľhorský glaciálno-hôľny  ... planačno-rázsochový</p>
<p><b>Typologické členenie reliéfu</b> (Mazúr, 1980, in Atlas SSR, 1980): – centrálna časť pohoria:</p>	<p><i>erozívno-denudačný reliéf:</i> ... fluválne rezaná vysočina na príkrovovo-vrásových štruktúrach so slabým, stredným až silným uplatnením litolog. zloženia</p>

Príslušná charakteristika, oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
<ul style="list-style-type: none"> <li>– okraje pohoria:</li> <li>– hrebeňové oblasti:</li> <li>– sz. časť pohoria:</li> <li>– pás tiahnuci sa strednými časťami dolín Kantorského, Sklabinského a Belianskeho potoka:</li> </ul>	<p>... fluvialne rezaná <i>hornatina</i> na príkrovovo-vrásových štruktúrach so slabým až stredným uplatnením litologického zloženia</p> <p>... hŕbna <i>velvysočina</i> na príkrovovo-vrásových štruktúrach so slabým až stredným uplatnením litologického zloženia</p> <p>... pedimentová rezaná pahorkatina na polygenetických sedimentoch so slabým uplatnením litologického zloženia</p> <p>... planačná nekrasová planina na príkrovovo-vrásových štruktúrach so slabým až stredným uplatnením litologického zloženia</p>
<p><b>Morfoštruktúry</b> (Mazúr, 1980, in <i>Atlas SSR</i>, 1980):</p>	<p>– pozitívna morfoštruktúra – hrasť jadrového pohoria Veľká Fatra s osou s.-j. smeru v rámci vrásovo-blokovej fatransko-tatranskej morfoštruktúry</p>
<p><b>Súčasný reliéfový proces</b> (Jakál, 1980, in <i>Atlas SSR</i>, 1980):</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>– väčšina pohoria:</li> <li>– najvyššia časť Ostredka:</li> <li>– oblasti budované vápencami, prípadne dolomitmi:</li> <li>– sz. časť pohoria:</li> <li>– oblasť medzi Krpelňami – Turč. Štiavničkou a Necpalmi</li> <li>– Blatnicou:</li> </ul>	<p>... silný fluvialný erózný proces so silnou hĺbkovou eróziou, stredne silný až silný pohyb hmôt po svahoch v horskom reliéfe</p> <p>... periglaciálny proces vysokohorského typu so silnými prejavmi gravitačných procesov, tvorba bralného až hŕbného reliéfu</p> <p>... fluvialno-krasový proces s tvorbou krasových a polokrasových foriem a tvorbou zovretých dolín</p> <p>... oblasť výraznej výmolinej erózie</p> <p>... oblasť s hojným výskytom intenzívnych zosuvných procesov</p>
<p><b>Tvary dolín a iné tvary reliéfu</b> (<i>Atlas krajiny SR</i>, 2002):</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>– celá z. časť pohoria:</li> <li>– oblasť medzi Kantorským a Podhradským potokom:</li> <li>– vrcholová časť Kľaku a Kráľovej skaly:</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– hlboké doliny bez nivy alebo so slabo vyvinutou nivou</li> <li>– monoklinálny chrbát</li> <li>– príkrovová troska</li> </ul>
<p><b>Energia reliéfu</b> (Mazúr, 1980, in <i>Atlas SSR</i>, 1980):</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>– najvyššie časti hrebeňa:</li> <li>– centrálna časť pohoria:</li> <li>– západná časť pohoria:</li> <li>– západná časť predhoria:</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– 640 m a viac: extrémne rezaný reliéf</li> <li>– 470 – 640 m: veľmi hlboko rezaný reliéf</li> <li>– 80 – 470 m: stredne a hlboko rezaný reliéf</li> <li>– 30 – 180 m: mierne až silne zvlínený až mierne rezaný reliéf</li> </ul>
<p><b>Sklon reliéfu</b> (Zvara a Gašpar, 2002, in <i>Atlas krajiny SR</i>, 2002):</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>– centrálna časť pohoria:</li> <li>– okrajové časti Veľkej Fatry:</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– 21° a viac</li> <li>– 12,1 – 21,0°</li> </ul>
<p><b>Horizontálna členitosť reliéfu</b> (Mazúr, 1980, in <i>Atlas SSR</i>, 1980):</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>– Ľubochňianska dolina, oblasť medzi Tlstou a Ostredkom až po j. okraj územia:</li> <li>– ostatok pohoria:</li> </ul>	<p>&gt; 2,5 km na 1 km<sup>2</sup></p> <p>1,25 – 2,5 km na 1 km<sup>2</sup></p>
<p><b>Hustota riečnej siete</b> (Tarábek, 1980, in <i>Atlas SSR</i>, 1980):</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>– centrálna časť pohoria:</li> <li>– sz. časť pohoria:</li> <li>– jz. časť pohoria a severný výbežok v oblasti Kráľovian:</li> </ul>	<p>2 000 – 2 500 m/km<sup>2</sup></p> <p>1 000 – 1 500 m/km<sup>2</sup></p> <p>0 – 100 m/km<sup>2</sup></p>
<b>VEGETÁCIA</b>	
<p><b>Potenciálna prirodzená vegetácia</b> (Malgocký, 2002, in <i>Atlas krajiny SR</i>, 2002):</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>– väčšina územia Veľkej Fatry:</li> <li>– sz. časť pohoria:</li> <li>– jz. časť pohoria:</li> <li>– v. časť pohoria:</li> </ul>	<p>bukové a bukovo-jedľové lesy</p> <p>smrekovo-borovicové lesy a ostrevkové spoločenstvá</p> <p>bukové lesy na vápencových a dolomitových podložiach</p> <p>bukové lesy v horských polohách</p>
<p><b>Hlavné lesné dreviny</b> (Magic, 1980, in <i>Atlas SSR</i>, 1980):</p>	<p>buk lesný, smrek obyčajný, jedľa biela</p>

Tab. 2.2. Priemerná mesačná a ročná teplota vzduchu v západnej časti Veľkej Fatry.

Pozorované obdobie	Priemerná teplota vzduchu [°C]														
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	L	Z
<b>11 872 Ružomberok</b>															
1931 – 1960	-2,8	-1,0	3,4	8,8	13,9	16,9	18,7	18	14,5	9,1	4,4	0,0	8,7	15,1	2,2
1951 – 1980	-3,9	-2,1	1,9	7,3	12,1	15,5	16,8	16,1	12,4	7,9	3,1	-1,5	7,1	13,4	0,9
1970 – 2000	-2,6	-1,1	2,7	7,5	12,8	15,7	17,4	16,7	12,6	8,0	2,7	-1,1	7,6	13,8	1,4
<b>11 893 Martin</b>															
1931 – 1960	-3,4	-1,1	3,9	10,1	15,3	18,6	20,5	19,5	15,4	9,3	4,3	-0,4	9,3	16,6	2,1
1992 – 2000	-2,2	-0,6	2,3	8,3	13,5	16,7	17,9	18,0	12,7	8,4	3,1	-1,4	8,1	14,5	1,6
<b>11 897 Turčianske Teplice</b>															
1931 – 1960	-5,5	-3,6	0,9	6,9	12,2	15,6	17,4	16,5	12,7	7,5	2,5	-2,2	6,7	13,6	-0,1
1991 – 2000	-2,4	-1,2	2,2	7,5	12,7	16,2	17,6	17,4	12,4	7,8	2,7	-2,0	7,6	14,0	1,2
<b>11 908 Liptovská Osada</b>															
1951 – 1980	-4,8	-3,4	-0,4	4,5	9,4	12,8	14,2	13,7	10,3	6,2	1,6	-2,6	5,1	10,8	-0,6
1971 – 2000	-3,1	-1,9	1,5	6,1	11,5	14,3	15,9	15,3	11,4	7,0	1,8	-1,8	6,5	12,4	0,6
<b>11 907 Krížna</b>															
1951 – 1980	-7,5	-6,7	-4,3	0,4	5,3	9,1	10,5	10,3	6,7	2,7	-2,2	-5,5	1,6	7,0	-3,9
1970 – 2000	-6,3	-6,2	-3,8	0,1	5,8	8,5	10,3	10,5	6,5	2,4	-2,6	-5,5	1,6	7,0	-3,7

Tab. 2.3. Priemerné mesačné a ročné úhrny zrážok v západnej časti Veľkej Fatry.

Pozorované obdobie	Priemerné zrážky [mm]														
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	L	Z
<b>21 340 Liptovské Revúce</b>															
1981 – 2000	61	61	76	84	109	102	94	86	87	79	83	89	<b>1 011</b>	562	449
<b>21 360 Liptovská Osada</b>															
1951 – 1980	60	59	63	75	99	133	127	98	79	85	92	78	<b>1 048</b>	611	437
1971 – 2000	53	43	59	67	96	108	96	84	83	78	72	71	<b>910</b>	533	376
<b>21 420 Ružomberok</b>															
1931 – 1960	39	42	40	47	69	90	97	77	62	55	51	42	<b>711</b>	442	269
1951 – 1980	39	38	35	46	61	99	94	76	59	52	51	46	<b>696</b>	434	261
1970 – 2000	36	27	41	49	71	87	83	71	62	54	48	44	<b>673</b>	422	251
<b>21 440 Ľubochňa-Rakytov</b>															
1981 – 2000	66	63	81	81	104	113	105	97	91	78	79	93	<b>1 052</b>	592	461
<b>21 460 Ľubochňa</b>															
1931 – 1960	57	53	52	60	77	100	114	98	74	74	69	54	<b>882</b>	523	359
1951 – 1980	56	52	50	60	75	113	115	98	70	66	69	67	<b>891</b>	531	360
1970 – 2000	59	43	55	60	83	101	98	87	71	68	65	70	<b>858</b>	499	359
<b>24 020 Kraľovany</b>															
1981 – 2000	77	60	76	62	83	93	90	77	80	74	76	95	<b>943</b>	484	459
<b>24 040 Turčianska Štiavnička</b>															
1931 – 1960	52	53	50	53	74	93	100	89	61	64	62	56	<b>807</b>	470	337
1970 – 2000	53	40	47	53	79	84	81	81	69	56	59	65	<b>767</b>	447	320
<b>24 140 Turčianske Teplice</b>															
1931 – 1960	43	44	48	47	78	94	106	83	62	62	58	46	<b>771</b>	470	301
1951 – 1980	40	41	40	51	70	97	105	84	60	53	57	50	<b>748</b>	467	281
1983 – 2000	39	39	45	56	77	87	77	73	68	54	55	46	<b>717</b>	438	279

Pozorované obdobie	Priemerné zrážky [mm]												Rok	L	Z
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
<b>24 200 Blatnica</b>															
1981 – 2000	44	36	50	56	88	95	93	82	67	55	55	58	<b>780</b>	481	299
<b>24 240 Belá-Dulice</b>															
1981 – 2000	49	35	49	50	84	102	88	83	68	57	59	57	<b>781</b>	476	305
<b>24 290 Martin MS</b>															
1931 – 1960	47	49	47	51	72	92	95	93	62	62	58	50	<b>778</b>	465	313
1992 – 2000	38	37	53	50	61	84	92	71	68	61	50	49	<b>714</b>	427	287
<b>34 160 Dolný Harmanec</b>															
1931 – 1960	74	76	85	74	110	120	120	93	80	92	107	92	<b>1 123</b>	597	526
1981 – 2000	67	69	81	78	109	105	97	81	85	88	100	101	<b>1 060</b>	555	505
<b>34 170 Donovaly</b>															
1997 – 2000	60	76	87	105	63	113	148	41	83	121	121	72	<b>1 090</b>	552	538
<b>34 180 Motyčky</b>															
1931 – 1960	67	72	70	73	102	117	112	100	79	92	106	95	<b>1 085</b>	583	502
1970 – 2000	67	60	73	80	106	110	103	83	74	91	94	88	<b>1 029</b>	557	473
<b>34 200 Krížna</b>															
1971 – 2000	64	46	58	67	111	119	122	97	94	95	71	66	<b>1 011</b>	611	400
<b>34 220 Staré Hory</b>															
1951 – 1980	69	71	62	76	88	117	100	86	72	81	102	94	<b>1 016</b>	538	479
1970 – 2000	69	63	75	79	96	99	94	80	76	91	95	93	<b>1 009</b>	524	485
<b>34 240 Banská Bystrica-Uľanka</b>															
1931 – 1960	61	68	63	60	90	99	84	81	63	78	101	83	<b>931</b>	477	454
1981 – 2000	57	58	71	66	103	95	79	70	71	78	88	88	<b>923</b>	484	440

## 2.3. HYDROLOGICKÉ POMERY

Severná časť územia hydrograficky patrí k povodiu Váhu. Odvodňuje ju Ľubochnianka a jej ľavostranné prítoky (prítoky z bezmenných potokov doliny Lipová, Vyšná Štefanová, Nižná Štefanová, dolina Kornietová, potok Jarabinská, Lipová, Kľacký potok a potok Turecké). Pravostranné prítoky Ľubochnianky sú Rakytov, Blatná, Čierňava, Salatín a Kračkov a ležia mimo hodnoteného územia. Na severe postupne Veľkú Fatru odvodňujú samostatné menšie ľavostranné prítoky Váhu, ako je Biely potok v Krpeľanoch, Ráztoky v Nolčove a Podhradský a Kantorský potok ústiaci do Váhu v Turčianskej Štiavničke.

Západné svahy Veľkej Fatry spadajúce tiež do povodia Váhu odvodňuje rieka Turiec a jej pravostranné prítoky (Teplica, Rakša, Blatnický potok, Gaderský potok, Necpalský potok, Beliansky potok, Sklabinský potok a Bôrovský potok). Ľavostranné prítoky Turca odvodňujú lúčanskú časť Malej Fatry, ktorá už nespadá do hodnoteného územia.

Osobitnú zmienku si zasluhuje povodie Ľubochnianky, ktoré prebieha pozdĺž osi pohoria v jeho centrálnej časti. Ľubochnianka si tu vytvorila povodie zaberajúce práve túto centrálnu časť Veľkej Fatry. Vznik takéhoto údolného povodia podmienilo okrem horotvorných procesov najmä to, že os údolia Ľubochnianky prechádza kryštalicými horninami, ktoré sa vyznačujú malou priepustnosťou, a teda silnejšou povrchovou eróziou ako v okolitom mezozoiku s veľkou priepustnosťou.

Základné charakteristiky odtokových pomerov povrchových tokov odvodňujúcich západnú časť Veľkej Fatry sú zosumarizované v tabuľkách 2.4 a 2.5.

Tab. 2.4. Charakteristika odtokových pomerov povrchových tokov v západnej časti Veľkej Fatry – celkový odtok a m-denný prietok.

Katastrálne číslo SHMÚ – tok – lokalita	Plocha povodia [km <sup>2</sup> ]	Pozorované hydrologické roky	Celkový priemerný odtok [m <sup>3</sup> . s <sup>-1</sup> ]	30-dňová voda [m <sup>3</sup> . s <sup>-1</sup> ]	60-dňová voda [m <sup>3</sup> . s <sup>-1</sup> ]	90-dňová voda [m <sup>3</sup> . s <sup>-1</sup> ]	120-dňová voda [m <sup>3</sup> . s <sup>-1</sup> ]	180-dňová voda [m <sup>3</sup> . s <sup>-1</sup> ]	240-dňová voda [m <sup>3</sup> . s <sup>-1</sup> ]	300-dňová voda [m <sup>3</sup> . s <sup>-1</sup> ]	330-dňová voda [m <sup>3</sup> . s <sup>-1</sup> ]	355-dňová voda [m <sup>3</sup> . s <sup>-1</sup> ]	364-dňová voda [m <sup>3</sup> . s <sup>-1</sup> ]
5 740 Revúca – Podsúhá	217,95	1962 – 2003	4,705	10,663	7,594	5,700	4,660	3,340	2,590	1,980	1,668	1,120	0,650
5 790 Lubochňanica – Lubochňa	118,48	1962 – 2005	2,328	4,550	3,375	2,765	2,327	1,842	1,492	1,203	1,033	0,800	0,470
5 940 Žarnovica – Čremošné	14,04	1969 – 1990	0,253	0,420	0,333	0,296	0,268	0,227	0,193	0,156	0,142	0,118	0,095
5 950 Biela voda – Čremošné	4,07	1969 – 1980	0,037	0,101	0,067	0,048	0,035	0,020	0,012	0,006	0,004	0,002	0,001
5 950 Biela voda – Čremošné	4,07	1989 – 1990	0,013	0,032	0,014	0,011	0,010	0,008	0,007	0,006	0,006	0,005	0,005
5 960 Bartoška – Čremošné	8,09	1969 – 1980	0,031	0,059	0,044	0,036	0,031	0,027	0,021	0,018	0,013	0,008	0,007
5 960 Bartoška – Čremošné	8,09	1989 – 1990	0,016	0,026	0,019	0,018	0,018	0,014	0,013	0,010	0,010	0,008	0,005
5 965 Žarnovica – Čremošné – motorest	57,02	1989 – 1990	0,580	0,867	0,741	0,669	0,611	0,521	0,466	0,413	0,386	0,329	0,306
5 969 Rakša – Rakša	9,65	1989 – 1990	0,073	0,086	0,083	0,080	0,080	0,074	0,069	0,061	0,059	0,054	0,048
5 970 Žarnovica – Turčianske Teplice	62,04	1969 – 1990	0,902	1,534	1,250	1,090	0,956	0,760	0,628	0,530	0,470	0,395	0,295
5 974 Dolinka, ľavá strana – Rakša	8,74	1969 – 1971	0,124	0,174	0,144	0,130	0,129	0,118	0,106	0,103	0,102	0,084	0,069
5 974 Dolinka, ľavá strana – Rakša	8,74	1989 – 1990	0,099	0,126	0,114	0,108	0,101	0,096	0,091	0,084	0,078	0,066	0,055
5 975 Rakša, stred – Rakša	0,10	1969 – 1971	0,018	0,031	0,031	0,026	0,020	0,014	0,010	0,010	0,007	0,007	0,006
5 976 Rakša, pravá strana – Rakša	10,24	1969 – 1971	0,049	0,070	0,058	0,056	0,056	0,047	0,045	0,035	0,032	0,020	0,014
5 977 Somolán – Čremošné	1,72	1969 – 1971	0,011	0,025	0,019	0,016	0,014	0,008	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002
5 977 Somolán – Čremošné	1,72	1989 – 1990	0,011	0,022	0,016	0,013	0,010	0,009	0,006	0,005	0,004	0,003	0,003
5 980 Somolán – Háj	8,54	1969 – 1990	0,131	0,213	0,167	0,142	0,133	0,111	0,101	0,086	0,076	0,061	0,049
5 985 Čierna voda – Mošovce – Rybníky	5,85	1989 – 1990	0,061	0,071	0,070	0,064	0,063	0,060	0,056	0,056	0,049	0,049	0,045
5 990 Čierna voda – Mošovce	12,66	1969 – 1990	0,140	0,221	0,188	0,169	0,151	0,129	0,107	0,088	0,074	0,052	0,037

Katastrální číslo SHMÚ – tok – lokalita	Plocha povodia [km <sup>2</sup> ]	Pozorované hydrologické roky	Celkový průměrný odtok [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	30-dňová voda [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	60-dňová voda [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	90-dňová voda [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	120-dňová voda [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	180-dňová voda [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	240-dňová voda [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	300-dňová voda [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	330-dňová voda [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	355-dňová voda [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	364-dňová voda [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]
5 992 Rybník – Mošovice	6,25	1969 – 1972	0,036	0,055	0,049	0,044	0,042	0,035	0,031	0,020	0,016	0,013	0,007
5992 Rybník – Mošovice	6,25	1990 – 1990	0,043	0,057	0,049	0,046	0,044	0,040	0,039	0,034	0,034	0,032	0,029
6 040 Blatnický potok – Blatnica I	15,68	1969 – 1990	0,241	0,372	0,326	0,291	0,263	0,235	0,195	0,160	0,143	0,109	0,089
6 045 Gaderský potok – Veterné	3,51	1989 – 1990	0,103	0,207	0,163	0,126	0,112	0,094	0,065	0,049	0,046	0,041	0,033
6 050 Studienky – Velké studienky	2,75	1970 – 1977	0,064	0,132	0,096	0,075	0,062	0,050	0,037	0,028	0,022	0,015	0,007
6 050 Studienky – Velké studienky	2,75	1989 – 1990	0,057	0,122	0,082	0,066	0,056	0,044	0,032	0,020	0,020	0,018	0,017
6 060 Gaderský potok – Dedošova dolina	9,53	1970 – 1999	0,280	0,641	0,431	0,333	0,271	0,198	0,150	0,110	0,090	0,060	0,034
6 061 Lavostranný přítok – Drobkova dolina	1,43	1989 – 1990	0,025	0,037	0,029	0,028	0,025	0,024	0,021	0,018	0,016	0,015	0,013
6 062 Pravostranný přítok – Vrátna	3,82	1989 – 1990	0,078	0,174	0,142	0,085	0,075	0,053	0,043	0,031	0,025	0,024	0,023
6 065 Gaderský potok – pod hájovňou Škáp	21,26	1989 – 1990	0,449	0,913	0,652	0,539	0,476	0,365	0,274	0,216	0,201	0,190	0,176
6 066 Selenec – dolina Selenec	15,10	1989 – 1990	0,152	0,191	0,176	0,168	0,168	0,155	0,138	0,119	0,117	0,109	0,109
6 070 Gaderský potok – Blatnica	56,63	1969 – 1990	0,965	1,860	1,367	1,120	0,957	0,747	0,630	0,522	0,472	0,414	0,388
6 091 Blatnický potok II – Blatnica	72,17	1989 – 1999	1,207	2,125	1,629	1,320	1,190	1,026	0,876	0,755	0,670	0,602	0,420
6 095 Blatnica – Blatnica-náhon	0,10	1969 – 1977	0,104	0,174	0,163	0,141	0,130	0,094	0,073	0,051	0,045	0,031	0,015
6 095 Blatnica – Blatnica-náhon	0,10	1969 – 1977	0,104	0,174	0,163	0,141	0,130	0,094	0,073	0,051	0,045	0,031	0,015
6 102 Belianský potok – Belá-Dulice	32,23	1969 – 1974	0,102	0,348	0,160	0,085	0,056	0,028	0,012	0,004	0,000	0,000	0,000
6 110 Necpaly – Necpalský potok	29,57	1963 – 1965	1,192	2,370	1,900	1,620	1,390	1,100	0,700	0,450	0,380	0,330	0,320
6 110 Necpaly – Necpalský potok	29,57	1967 – 1982	0,594	1,300	0,958	0,766	0,640	0,455	0,320	0,210	0,160	0,121	0,073
6 110 Necpaly – Necpalský potok	29,57	1983 – 2003	0,511	1,265	0,898	0,641	0,497	0,330	0,228	0,136	0,094	0,050	0,027

Tab. 2.5. Charakteristika odtokových pomerov povrchových tokov v západnej časti Veľkej Fatry – separácia podzemného odtoku.

Katastrálne číslo SHMÚ – tok – lokalita	Plocha [km <sup>2</sup> ]	Pozorované hydrologické roky	Celkový podzemný odtok podľa Foster a Gedeona (1999) - 30-dňový [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Celkový podzemný odtok podľa Castanyho [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Celkový podzemný odtok Killeho [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Celkový podzemný odtok podľa ako 330-dňová voda [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Celkový priemerný merný odtok [l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ]	Merný podzemný odtok podľa Foster a Gedeona (1999) – 30-dňový [l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ]	Merný podzemný odtok podľa Castanyho [l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ]	Merný podzemný odtok podľa Killeho [l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ]	Merný podzemný odtok ako 330-dňová voda [l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ]	Merný odtok 300-dňovej vody [l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ]	Merný odtok 355-dňovej vody [l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ]	Merný odtok 364-dňovej vody [l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ]
5 740 Revúca – Podsúchá	217,95	1962 – 2003	2,655	0,626	2,281	1,668	21,589	12,180	2,873	10,467	7,653	9,085	5,139	2,982
5 790 Ľubochňanka – Ľubochňa	118,48	1962 – 2005	1,449	0,451	1,322	1,033	19,646	12,231	3,809	11,156	8,718	10,154	6,752	3,967
5 940 Žarnovica – Čremošné	14,04	1969 – 1990	0,189	0,106	0,178	0,142	18,037	13,487	7,540	12,680	10,114	11,091	8,405	6,766
5 950 Biela voda – Čremošné	4,07	1969 – 1980	0,020	0,001	0,011	0,004	8,996	4,944	0,319	2,783	0,983	1,474	0,491	0,246
5 950 Biela voda – Čremošné	4,07	1989 – 1990	0,008	0,006	0,007	0,006	3,135	1,888	1,360	1,665	1,474	1,474	1,229	1,229
5 960 Bartoška – Čremošné	8,09	1969 – 1980	0,021	0,007	0,019	0,013	3,775	2,575	0,878	2,301	1,607	2,225	0,989	0,865
5 960 Bartoška – Čremošné	8,09	1989 – 1990	0,012	0,008	0,011	0,010	1,966	1,468	0,977	1,382	1,236	1,236	0,985	0,618
5 965 Žarnovica – Čremošné – motorest	57,02	1989 – 1990	0,459	0,367	0,447	0,386	10,164	8,046	6,438	7,847	6,770	7,243	5,769	5,366
5 969 Rakša – Rakša	9,65	1989 – 1990	0,064	0,057	0,064	0,059	7,569	6,678	5,914	6,652	6,114	6,321	5,596	4,974
5 970 Žarnovica – Turčianske Tep.	62,04	1969 – 1990	0,624	0,338	0,585	0,470	14,538	10,050	5,455	9,428	7,576	8,543	6,367	4,755
5 974 Dolinka, ľavá strana – Rakša	8,74	1969 – 1971	0,099	0,088	0,097	0,102	14,161	11,309	10,103	11,109	11,670	11,785	9,611	7,894
5 974 Dolinka, ľavá strana – Rakša	8,74	1989 – 1990	0,082	0,075	0,081	0,078	11,283	9,340	8,631	9,221	8,924	9,611	7,551	6,292
5 975 Rakša, stred – Rakša	0,10	1969 – 1971	0,014	0,007	0,012	0,007	177,47	137,33	71,667	117,05	70,00	100,00	70,00	60,00
5 976 Rakša, pravá strana – Rakša	10,24	1969 – 1971	0,032	0,024	0,028	0,032	4,801	3,086	2,298	2,765	3,125	3,418	1,953	1,367
5 977 Somolán – Čremošné	1,72	1969 – 1971	0,005	0,002	0,004	0,002	6,670	2,773	1,163	2,102	1,163	1,163	1,163	1,163
5 977 Somolán – Čremošné	1,72	1989 – 1990	0,007	0,003	0,006	0,004	6,128	4,024	1,802	3,610	2,326	2,907	1,744	1,744
5 980 Somolán – Háj	8,54	1969 – 1990	0,088	0,053	0,085	0,076	15,293	10,318	6,183	9,965	8,899	10,070	7,156	5,738
5 985 Čierna voda – Mošovec – Rybníky	5,85	1989 – 1990	0,055	0,050	0,055	0,049	10,417	9,419	8,501	9,332	8,376	9,573	8,376	7,691



Katastrálne číslo SHMÚ – tok – lokalita	Plocha [km <sup>2</sup> ]	Pozorované hydrologické roky	Celkový podzemný odtok podľa Foster a Gedona (1999) - 30-dňový [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Celkový podzemný odtok podľa Castanyho [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Celkový podzemný odtok podľa Kilileho [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Veľký podzemný odtok podľa ako 330-dňová voda [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Celkový priemerný merný odtok [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Merný podzemný odtok podľa Fostera a Gedona (1999) - 30-dňový [l . s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ]	Merný podzemný odtok podľa Castanyho [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Merný podzemný odtok podľa Kilileho [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Merný podzemný odtok podľa ako 330- dňová voda [l . s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ]	Merný odtok 300-dňovej vody [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Merný odtok 355-dňovej vody [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Merný odtok 364-dňovej vody [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]
5 990 Čierna voda – Mošovce	12,66	1969 – 1990	0,098	0,042	0,091	0,074	11,058	7,742	3,323	7,185	5,845	6,951	4,107	2,923
5 992 Rybník – Mošovce	6,25	1969 – 1972	0,026	0,015	0,022	0,016	5,824	4,188	2,389	3,600	2,560	3,200	2,080	1,120
5 992 Rybník – Mošovce	6,25	1990 – 1990	0,035	0,035	0,035	0,034	6,924	5,666	5,616	5,569	5,440	5,440	5,120	4,640
6 040 Blatnický potok – Blatnica I	15,68	1969 – 1990	0,209	0,089	0,200	0,143	15,379	13,323	5,676	12,732	9,120	10,204	6,952	5,676
6 045 Gaderský potok – Veterné	3,51	1989 – 1990	0,072	0,040	0,066	0,046	29,477	20,610	11,320	18,686	13,105	13,960	11,681	9,400
6 050 Studienky – Veľké studienky	2,75	1970 – 1977	0,039	0,011	0,035	0,022	23,278	14,059	4,012	12,563	8,000	10,182	5,455	2,545
6 050 Studienky – Veľké studienky	2,75	1989 – 1990	0,030	0,019	0,027	0,020	20,700	10,958	6,909	9,794	7,273	7,273	6,545	6,182
6 060 Gaderský potok – Dedošova dol.	9,53	1970 – 1999	0,158	0,035	0,134	0,090	29,358	16,581	3,722	14,106	9,444	11,542	6,296	3,568
6 061 Lavostranný prítok – Drobkova dolina	1,43	1989 – 1990	0,018	0,015	0,018	0,016	17,325	12,875	10,303	12,594	11,189	12,587	10,490	9,091
6 062 Pravostran. prítok – Vrátna	3,82	1989 – 1990	0,051	0,024	0,041	0,025	20,418	13,419	6,370	10,623	6,545	8,115	6,283	6,021
6 065 Gaderský potok – pod hájovňou Škáp	21,26	1989 – 1990	0,285	0,194	0,263	0,201	21,118	13,419	9,136	12,379	9,450	10,160	8,937	8,278
6 066 Selenec – dolina Selenec	15,10	1989 – 1990	0,132	0,113	0,130	0,117	10,082	8,771	7,506	8,635	7,748	7,869	7,219	7,218
6 070 Gaderský potok – Blatnica	56,63	1969 – 1990	0,638	0,396	0,603	0,472	17,048	11,266	6,987	10,642	8,335	9,218	7,311	6,852
6 091 Blatnický pot. II – Blatnica	72,17	1989 – 1999	0,869	0,430	0,831	0,670	16,721	12,038	5,951	11,514	9,284	10,461	8,342	5,820
6 095 Blatnica – Blatnica-náhon	0,10	1969 – 1977	0,069	0,019	0,058	0,045	1036,559	694,378	192,333	583,548	450,000	510,000	310,000	150,000
6 095 Blatnica – Blatnica-náhon	0,10	1969 – 1977	0,069	0,019	0,058	0,045	1036,559	694,378	192,333	583,548	450,000	510,000	310,000	150,000
6 102 Belianský p. – Belá-Dulice	32,23	1969 – 1974	0,021	0,000	-	0,000	3,152	0,661	0,000	-	0,000	0,124	0,000	0,000
6 110 Necpaly – Necpalský potok	29,57	1963 – 1965	0,561	0,365	0,476	0,380	40,325	18,984	12,332	16,098	12,851	15,218	11,160	10,822
6 110 Necpaly – Necpalský potok	29,57	1967 – 1982	0,354	0,107	0,280	0,160	20,094	11,964	3,607	9,482	5,411	7,102	4,092	2,469
6 110 Necpaly – Necpalský potok	29,57	1983 – 2003	0,242	0,029	0,179	0,094	17,281	8,184	0,991	6,039	3,179	4,599	1,691	0,913

## 2.4. GEOLOGICKÉ POMERY

### 2.4.1. Súčasný stav geologickej preskúmanosti územia

Prvé zmienky o mezozoiku Veľkej Fatry uvádza Beudant (1822). Systematický geologický výskum Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni spojený s prehľadným geologickým mapovaním pokrýval v polovici XIX. storočia značnú časť Nízkych Tatier a Veľkej Fatry. Mohutný komplex vápencov a dolomitov bol však považovaný za neokóm. Výsledky mapovania H. Wolfa a F. Adriana sú zhrnuté v práci D. Štúra (1860). Druhé, detailnejšie geologické mapovanie z rokov 1863 – 1868 H. Wolfa, R. Meiera a D. Štúra prinieslo poznatky o základnej stratigrafii a kolorovanú mapu v mierke 1 : 144 000 (zachovaná v Liptovskom múzeu v Ružomberku). Veľmi pozoruhodné výsledky priniesli súkromné výskumy B. Dornyaya v rokoch 1909 – 1916. B. Dornyay podal paleontologické dôkazy o strednotriasovom veku chočských vápencov a dolomitov v troch prácach. Už v prvej práci roku 1913 dokázal strednotriasový vek vápencov, a nie dolomitov, ako sa mylne domnieval. Dornyay (1913) však zo svojho objavu nevyvodil správne tektonické dôsledky. Na mapke okolia Ružomberka chočské vápence a dolomity pokladal za útesy vyčnievajúce spod neokómu. Až Vogl (1918) hovorí o príkrovoch v čase, keď sa príkrovová stavba už všeobecne prijímala. Po prvej svetovej vojne v južnej časti Veľkej Fatry pracovali v okolí Jelenca a Motyčiek Kettner a Hynie (1924). Preskúmali štôlne a tunely na vodohospodárske účely.

V roku 1927 A. Matějka a po ňom J. Koutek (1930) zmapovali širšie územie severozápadnej časti Nízkych Tatier a priláhlej časti Veľkej Fatry do topografických podkladov v mierke 1 : 25 000. A. Matějka (1927) v širšej oblasti Revúcej a Ružomberka vyčlenil ľubochniansky kryštálický masív, šiprúnsku sériu a subtatranské príkrovy (vo vzájomnej superpozícii spodný – stredný – vrchný). Na základe nových poznatkov z územia Veľkej Fatry vypracoval A. Matějka v r. 1931 novú koncepciu Západných Karpát (cf. Matějka a Andrusov, 1931). E. Spengler (1932) dokázal, že Matějkom vyčlenená stredná a vrchná subtatranská séria predstavuje jednu jednotku – sériu vyššieho rádu, pomenovanú chočský príkrov (Andrusov, 1938), a pomenoval odkryvy spodných tektonických jednotiek ako „ľubochnianske tektonické okno“.

Mapovaním v území medzi Čremošným a Harmancom sa v roku 1933 zaoberal D. Andrusov (rukopisná mapa) a neskôr pre potreby geologického a hydrogeologického prieskumu pred výstavbou Harmaneckého tunela (resp. sústavy tunelov) tu pracovali D. Andrusov a Q. Záruba-Pfefferman (1937, 1939). Názor o príkrovovom charaktere starohorského kryštalinika vyslovil Koutek (1937).

Po druhej svetovej vojne zmapoval Maheľ (1946) oblasť medzi Zalámanou dolinou a Bystrickou dolinou v mierke 1 : 25 000. Ilavský a Červeňová (1952) zistili, že fácie liasu vo Veľkej Fatre sa menia v severo-južnom smere. Ďalšia etapa výskumov zahŕňa štúdie J. Bystrického (1956a, 1956b), ktorý zistil a poukázal na to, že šiprúnska séria nie je samostatným tatrídny príkrovom, ako ju interpretoval A. Matějka (1927), ale iba vyššou časťou normálneho sedimentárneho obalu ľubochnianskeho masívu – teda západným pokračovaním série Červenej Magury. K poznaniu kryštalinika prispel D. Kubíny (1958). Počas príprav generálnych máp v mierke 1 : 200 000 Nízkych Tatier a Veľkej Fatry mapoval centrálnu časť ľubochnianskeho žulového masívu. Podľa tohto autora masív budujú postkinematické magmatické smrekovické a prašivské granitoidy. M. Maheľ a V. Kantorová (1960) vykonali výskum slienitých vápencov neokómu a albu krížňanského príkrovu v severovýchodnej časti pohoria Veľká Fatra a ako prví uviedli výskyt albu v tejto oblasti.

Ďalšie výskumy v tejto oblasti pokračovali špeciálnymi štúdiami liasu M. Mišíka a M. Rakúsa (1964). Geologický prieskum s cieľom vyhľadávania cementárskych surovín (Michel' et al., 1965) z vyústenia Lupčianskej a Revúckej doliny do Liptovskej kotliny je úzko zameraný na titónsko-neokómske slienité vápence a gutensteinské vápence. V šesťdesiatych rokoch prebehlo niekoľko kurzov geologického mapovania študijného odboru geológie Karlovej univerzity v Prahe. Ich výsledky znázornili na geologických mapách mierky 1 : 25 000 Jaroš et al. (1966). Išlo tu o mapové listy M-34-111-C-a Harmanec, M 34 111 C-b Selce, M-34-111-C-c Malachov a M-34-111-C-d Banská Bystrica.

V tomto území boli v šesťdesiatych rokoch minulého storočia zostavené geologické mapy v mierke 1 : 50 000 slúžiaca ako medzimierka na zostavovanie generálnych geologických máp v mierke 1 : 200 000. Jediný exemplár tejto mapy okolia Donovál sa však z archívu ŠGÚDŠ (predtým GÚDŠ, resp. Geologickej služby SR) ešte v dávnej minulosti stratil.

Od konca šesťdesiatych rokov nastala perióda systematického mapovania v mierke 1 : 25 000 ako podkladov geologickej mapy regiónu v mierke 1 : 50 000. Výskumy spojené so zosťovením geologickej mapy v oblasti severovýchodnej časti Veľkej Fatry uskutočnil M. Sýkora (1975). Geologické mapy okolia Ružomberka v mierke 1 : 25 000 vyhotovili A. Bujnovský a P. Gross et al. v roku 1978 (listy M-34-99-D-c Ružomberok a M-34-111-B-a Liptovská Lúžna) a list Korytnica bol dokončený v roku 1980 (Bujnovský a Lukáčik, 1980). V priestore Belianskej doliny vykonával geologické mapovanie v rámci svojej diplomovej práce M. Havrila (1979). V období do roku 1980 boli základné geologické mapy vyhotovované ešte v starom (Gaussovom-Krügerovom) listoklade a list M-34-111-A-a Borišov s textovými vysvetlivkami autorov M. Poláka a E. Kullmana vyhotovený v r. 1978 spadá ešte do tohto obdobia. Neskôr boli tieto mapy reambulované v novej edícii (list Ružomberok-4 autorov Bujnovský et al., 1985). List Donovaly-4 vyhotovili ešte v roku 1983 A. Bujnovský a E. Lukáčik (Bujnovský et al., 1983). V severovýchodnej časti Veľkej Fatry pracoval kolektív Bujnovský, Fojtík, Kohút, Vaškovský, Hanáček a i. (Bujnovský et al., 1988 – list Ružomberok-3). List Donovaly-2 bol dokončený v roku 1987 [Polák, Bujnovský a Kohút (eds.) in Polák et al., 1987] a Donovaly-1 v roku 1990 (Polák et al., 1990). Geologické pomery na území mapových listov 36-123 (Křížna) a 36-141 (Staré Hory) spracovali Bujnovský et al. (1995) a Havrila et al. (2001).

Výsledkom podrobného geologického mapovania v mierke 1 : 25 000 na uvedených mapových listoch bola geologická mapa Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 (Polák et al., 1997), vydaná spolu s textovými vysvetlivkami (Polák et al., 1996).

#### 2.4.2. Geologický vývoj a charakteristika litostratigrafických jednotiek

Územie Veľkej Fatry je súčasťou vnútornej zóny Západných Karpát. V zmysle členenia predpaleogénnych a popříkrovových jednotiek vnútorných Západných Karpát (Andrusov, Bystrický a Fusán, 1973) sú v západnej časti Veľkej Fatry vyčlenené tektonické a litostratigrafické jednotky vyššieho rádu:

##### Tatrikum

Tatrikum je budované kompletným *ľubochnianskym kryštalinickým soklom a sedimentárnym parautochtónnym obalom šiprúnskej sekvencie* so stratigrafickým rozsahom spodný trias – stredný turón.

##### Veporikum

Do veporika vo Veľkej Fatre v zmysle Maheľa (1986) a Bieleho et al. (1988) patrí **starohorské kryštalinikum** zložené z ortorúl a granodioritov, mladopaleozoické klastické formácie a s nimi zviazané klastiká spodného triasu, no predovšetkým mezozoické komplexy, ktoré na území zastupuje veľkopriestorová tektonická jednotka druhého rádu – **krížňanský príkrov**, presunutý na rôzne členy tatrika. Podľa litofaciálneho členenia krížňanského príkrovu (Maheľ, 1964; Maheľ et al., 1967) litostratigrafický obsah krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre zodpovedá zliechovskej sekvencii so stratigrafickým rozsahom od spodného triasu po cenoman. Uvedená sekvencia sa podľa Maheľa (1964) vyznačuje prevahou hlbokomorských facií jury a spodnej kriedy (allgäuske vrstvy – fleckenmergel, rádioláriové vápence, rádiolarity, sliene a slienité vápence neokómu).

##### Hronikum

Na skúmanom území západnej časti Veľkej Fatry zastupuje hronikum druhá veľkopriestorová tektonická jednotka nižšieho rádu, ktorú delíme na **častkové príkrovy: šturecký a chočský s. s.** (bielovážska faciálna oblasť), resp. **podľa Havrila** (in Polák et al., 1997) na **necpalský, šturecký a chočský častkový príkrov**. Tieto príkrovy sa nachádzajú v presunutej superpozícii nad chrbtovou časťou krížňanského príkrovu. Litostratigrafický obsah príkrovov tvorí bielovážska sekvencia so stratigrafickým rozsahom od anisu po spodný norik a šturecký príkrov rozsahu anis až norik.

Západný a severný okraj mezozoických súvrství Veľkej Fatry je lemovaný transgresívnym diskordantným paleogénom Turčianskej kotliny, pričom paleogénne sedimenty môžeme sledovať približne od Mošoviec cez Žabokreky až po Sučany a Krpeľany na sever územia.

Vývoj Turčianskej kotliny v neogéne koincidoval s mohutnou vulkanickou činnosťou. V sedimentoch neogénu sa vyčleňujú: egenburské rakšianske súvrstvie, bádenské budišské súvrstvie, turčecká vulkanická formácia, flochovské súvrstvie ako reliktu stratovulkánu, martinské súvrstvie sarmatu až panónu a vrchnopliocénne (dák – roman) blažovské súvrstvie.

Počas kvartéru, ktorý sa vyznačuje najmä výraznejším striedaním procesov erózie, prenosom materiálu a len v menšej miere aj akumuláciou, v podmienkach celkového nerovnomerného tektonického zdvihu sa vytvoril na území pomerne pestrý reliéf a došlo aj k nerovnomernému rozšíreniu kvartérnych sedimentov. Medzi kvartérnymi sedimentmi vyčleňujeme nasledujúce genetické typy: proluviálne a fluviálne typy, sladkovodné vápence (travertíny) a svahové sedimenty.

## TATRIKUM

### *Kryštalínikum*

Veľká Fatra je najtypickejším dvojstranným jadrovým pohorím v Západných Karpatoch. Pohorie Veľkej Fatry, budované prevažne mezozoickými súvrstviami, predstavuje nesúmernú klenbu pretiahnutú v severo-južnom smere (Polák et al., 1997). V strednej časti pohoria sa z obklopenia mezozoických mäs vynára kryštalické jadro, známe ako ľubochniansky masív. Jeho osobitosťou je nepravidelný tvar výstupov jadra spojený s odseknutím z východnej strany.

Kryštalický podklad Veľkej Fatry tvorí *ľubochniansky granitoidný masív*. Kryštalínikum tvoria najmä štyri typy granitoidných hornín, ktoré formujú pôvodne zonálny plutón (Kohút et al., 1993). Vrchnú časť budujú *smrekovické tonality* so zvyškami starších hornín – *ortorúl a pararúl*. Na stavbe vo vertikálnom reze sa podieľajú aj *kornietovské granodiority*, *lipovské granity* a *ľubochnianske leukogranity*. Tieto typy na základe terénnych, petrografických a geochemických kritérií revidoval, resp. vyčlenil Kohút (in Kohút a Lučeničová, 1990). Za najstarší diferenciat(?) granitoidného plutónu možno považovať smrekovické tonality obsahujúce aj xenolity starších granitoidov (ortoruly) a pararúl. Za ďalšie diferenciaty možno považovať kornietovské granodiority a lipovské granity. V období asi pred 340 miliónmi rokov (Kohút et al., 1993) do už takto sformovaného masívu intrudovalo teleso ľubochnianskych leukogranitov a v podstate hercýnsky prestavalo celý ľubochniansky masív. Jeho stavba však dodnes nesie aj izotopický záznam predhercýnskych udalostí (Kohút, 1992; Kohút, 1996).

### *Šiprúnska sekvencia*

Spodný trias alebo skýt je vo Veľkej Fatre reprezentovaný komplexom kremencov, kremenných pieskovcov, drôb a zlepcov *ľúžňanského súvrstvia*. Sú to detritické sedimenty rytmickej, morskej, kontinentálnej a fluviálnej sedimentácie. *Verfénske vrstvy* – pestré ílovito-piesčité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov – sú bezprostredne späté s podložným ľúžňanským súvrstvom. Sú výsledkom rytmickej morskej sedimentácie v plytkovodnom prostredí. Čierne *gutensteinské vápence* anisu predstavujú iniciálnu fázu plytkomorskej karbonátovej platformovej sedimentácie. Ladin až karn reprezentujú lavicovité tmavosivé jemnokryštalické *ramsauske dolomity*. V nadloží dolomitov sa ojedinele vyskytujú sivé dolomity a čierne slienité bridlice *došnianskych vrstiev*. *Karpatský keuper* v šiprúnskej sekvencii reprezentujú predovšetkým klastické sedimenty, kremence, pieskovce, pestré ílovité bridlice a ojedinele dolomity. Vrchný trias – rét v šiprúnskej sekvencii predstavuje stratigrafický hiát. Hetanž až vrchný lotaring reprezentuje *trlenské súvrstvie*, ktoré leží transgresívne na karpatskom keuperi. Piesčité a krinoidové vápence s rohovcami a piesčité bridlice trlenského súvrstvia sú rytmická litorálna fácia s nízkym vytriedením zrn. Veľká časť vápencov je často silicifikovaná, s kolomorfným opálom, ktorý sa často nachádza vo forme nedokončených rohovcov. *Allgäuske vrstvy* sinemúru až toarku sú ľahko identifikovateľné v celej oblasti šiprúnskej sekvencie a predstavujú vedúce litostratigrafické vrstvy liasu šiprúnskej sukcesie. Tvoria ich slienité škvrtité vápence s vložkami tmavých slienitých bridlíc. Vrchný bat – kelovej reprezentujú zelené a červené *rádioláriové vápence* s polohami rádiolaritov. Pestré vápen-

ce kimeridžu až spodného titónu vystupujú nad rádiolaritmi v Belianskej doline v západnej časti pohoria. Najčastejšia mikrofaciá je filamentovo-sakokómová, ktorá poukazuje na otvorené prostredie panvovej sedimentácie. Pelagická faciá – kalpionelové vápence – vekovo zastupuje vyšší titón – spodný valangin. V otvorenom prostredí panvy sedimentovali pelagické sedimenty (tmavosivé slienité rohovcové vápence a bridlice – *lučivnianske súvrstvie*) – veku vrchný berias – barém. *Porubské súvrstvie* je zložené zo slienitých a piesčitých bridlíc a drobnozrnných pieskovcov. Ide o sedimenty otvoreného prostredia externej plošiny aptského až strednoturiaskeho veku.

## VEPORIKUM

### *Krížňanský príkrov*

Spodný trias je reprezentovaný *lúžňanským súvrstvom*, ktorého rozšírenie je však veľmi malé. Litológicky sú to svetlé, ružové a červenkasté, veľmi jemnozrnné kremence až kremenné pieskovce alterujúce s pestrými ílovcami. Nad kremencami nasledujú málo rozšírené polohy *verfěnských vrstiev* – arkózové a kremenné pieskovce, prachovce a ílovité bridlice spodného triasu. Strednotriasové hrubolavcovité tmavosivé vápence, dolomitické vápence *guttensteinských vrstiev* a vrstvovité tmavosivé celistvé a kryštalické *ramsauske dolomity* predstavujú sedimenty vznikajúce v prostredí karbonátovej platformy. Najvyššiu časť strednotriasových polôh tvoria tmavosivé organodetrítické (krinoidové, lumachelové) *podhradské vápence* vystupujúce na povrch najmä v oblasti Belianskeho a Necpalského potoka. Sivé ílovité a ílovito-piesčité bridlice a jemnozrnné pieskovce *lunzských vrstiev* tvoria miestami slabo vyvinutý predel medzi stredným a vrchným triasom. Nad nimi ležia *hlavné dolomity*, zastúpené sivými celistvými a jemnokryštalickými dolomitmi. Pre sedimentáciu *karpatského keuperu* (norik) je príznačné mnohonásobné striedanie rytmov krátkodobých morských ingresí a regresí v extrémne aridnom prostredí (Michalík, 1979) za vzniku pestrých ílovitých bridlíc, sivých ílovitých dolomitov a kremitých pieskovcov. Nadložné *fatranské vrstvy* rétu obsahujú tmavosivé organodetrítické vápence, slienité vápence a bridlice. Na zmapovanom území je vyvinutý biostromatolítico-lagunárny vývoj *kössenských vrstiev*. *Kopienecké súvrstvie* (ílovito-piesčité bridlice, vápnité pieskovce, piesčité vápence) je zložené z bazálnych klastík, spodných vápencov a ílovcov so zvyškami fauny, ktoré poukazujú na prehlbovanie morskej panvy. Počas lotaringu až toarku sedimentovali *allgäuske vrstvy* – tmavosivé slienité škvrnité vápence a slienité bridlice. Podľa Mišíka a Rakúsa (1964) škvrnité vápence sedimentovali v hĺbke niekoľko sto metrov, pričom faunu dna najčastejšie tvorili červy a hubky. V južnej časti Veľkej Fatry sa v lotaringu až toarku vyskytujú pestré *adnetské vápence* – ružové slienité vápence, červené hľuznaté vápence a bridlice. *Ždiarske súvrstvie* – kremité rádioláriuové vápence a rádiolarity dogeru až spodného malmu predstavujú konštantne sa objavujúcu litofáciu. Malm vykazuje väčšie faciálne zmeny ako doger. Kimeridž až spodný titón zastupujú slienité doskovité a hľuznaté sakokómovo-apytychové vápence *jaseninského súvrstvia*. Tieto vápence sú superponované *osnickým súvrstvom* – svetlosivými, slabo slienitými kalpionelovými vápencami a bridlicami – a patria k vrchnému titónu až spodnému valanginu, s tesným spojením s titónsko-valanginskou faunou. Počas vyššieho valanginu až hoterivu sedimentovala na rozsiahlych priestoroch pelagická rytmická litofácia zložená zo sledu slienitých vápencov až slieňov otvoreného mora externej platformy – *mraznické súvrstvie*. Od barému do albu pokračovala sedimentácia v otvorených morských podmienkach, pričom sedimenty – ílovité bridlice, piesčité vápence a jemnozrnné pieskovce *porubského súvrstvia* – majú flyšoidný charakter s malým obsahom glaukonitu, fosfátov a detritického kremeňa.

## HRONIKUM

### *Šturecký príkrov*

### *Chočský príkrov*

Vo Veľkej Fatre reprezentujú hronikum triasové sedimenty so stratigrafickým rozsahom od anisu po norik. Najstaršie sedimenty tvoria *brekciovité dolomity*. Ďalšou litostratigrafickou jednotkou vymedzenou v chočskom príkrove sú *guttensteinské vápence* s vložkami dolomitov. Predstavujú ich tmavosivé

vrstvovité, často stylolitové vápence. Nadložné tmavosivé vrstvovité *ramsauské dolomity* sú rekryštalizované a často brekciovité. *Reiflinské vápence* (sivé a tmavosivé slienité hľuznaté vápence s rohovcami) vystupujú v bezprostrednom nadloží ramsauských dolomitov. Ich spodný vrstvomý sled má na niektorých miestach oproti vrchnému vrstvomému sledu výrazne odlišné litologické zloženie. V južnej časti Veľkej Fatry boli lokálne vymedzené *annaberské vápence*, ktoré sedimentovali na okraji karbonátovej lagúny s dobrou cirkuláciou a s pomerne vysokou dynamikou prostredia (Buček, 1995, in Polák et al., 1997). V nadloží annaberských vápencov vystupujú masívne, miestami lavicovité *wettersteinské dolomity* (svetlosivé celistvé a organodetrické riasové dolomity) s telesami krinoidových dolomitov. *Wettersteinské vápence* laterálne zastupujú reiflinské vápence v rôznom pomere a na krátku vzdialenosť. Sú to svetlosivé a biele organodetrické a organogénne vápence. Tmavosivé celistvé a organodetrické vápence s bridlicami – *korytnické vápence* – predstavujú transgresívnu sekvenciu, ktorá je zložená viac z morských vrstiev ako podložné wettersteinské vápence. V západnej časti pohoria boli formálne definované *gaderské vápence*, ktoré sedimentovali na karbonátovej platforme ako sivé celistvé vápence a svetlosivé krinoidové vápence. Súvislejšie priestorové rozšírenie *lunzkých vrstiev* v chočskom príkrove je v blízkosti skúmaného územia v okolí Veľkého Šturca. Ide o bežný flyšoidný súbor sericitických ílovcov a lunzkých pieskovcov. *Hlavné dolomity* sú najvrchnejší člen chočského príkrovu. Na základe laterálneho rozšírenia organizmov a litofaciálneho charakteru hlavného dolomitu sa rozoznávajú hlavné dolomity centrálnej rifovej oblasti a hlavné dolomity lagunárnej oblasti s blízkou rifovou zónou.

## PALEOGÉN

Západný a severný okraj mezozoických súvrství Veľkej Fatry je lemovaný transgresívnym paleogénom Turčianskej kotliny. Turčianska kotlina predstavuje na západnom ohraničení Veľkej Fatry depresiu – graben, sprevádzaný na okraji sústavou poklesov (normálnych zlomov) stúpajúcich do stredu panvy. Paleogénne sedimenty môžeme sledovať približne od Mošoviec cez Žabokreky až po Sučany a Krpeľany na sever územia. V okrajovej časti kotliny možno rozlíšiť *borovské súvrstvie* (lutét – priabón) zložené z brekcií, zlepcov, vápencov a karbonátových pieskovcov, *hutianske súvrstvie* (vrchný eocén – vrchný bartón až priabón) ílovcovo-pieskovcového flyšoidného vývoja (vrátane menilitových vrstiev) a *zuberecké súvrstvie* zložené z pieskovcov a ílovcov (vrchný eocén až stredný oligocén, vystupuje len pri Konskom, časti obce Nolčovo).

## NEOGÉN

V neogénnych sedimentoch Turčianskej kotliny sa vyčleňuje viacero etáp vývoja so vznikom nasledujúcich formácií: *rakšianske súvrstvie* v jv. časti kotliny medzi Mošovcami a Turčianskymi Teplicami zložené z drobnozrnných karbonátových zlepcov s polohami piesčitých vápencov egenburského veku, *budišské súvrstvie* (starší až mladší bádén) zložené z karbonátových zlepcov a karbonátových štrkov s polohami pieskovcov, pieskov, ílov, ílovcov a tufitov, vystupujúce len v oblasti Blatnice, *turčecká formácia* (mladší bádén – starší sarmat) reprezentovaná nesúvislým horizontom redeponovaných vulkanických tufov a epiklastických pieskovcov, sarmatská *flochovská formácia* zložená z epiklastických vulkanických brekcií a zlepcov s ojedinelými vložkami pieskovcov a lávových prúdov, *martinské súvrstvie* sarmatu až panónu vystupujúce medzi Mošovcami a Blatnicou (osada Mazan) tvorené ílmi a prachmi s polohami lignitu, pieskovcami, pieskami a štrkami a piesčité štrky s polohami a šošovkami pieskovcov a piesčitých ílov najrozšírenejšieho neogénneho *blažovského súvrstvia* (dák – roman) pri z. okraji Veľkej Fatry.

## KVARTÉR

Kvartérne sedimenty sú zastúpené deluviálnymi, proluviálnymi, fluviálnymi a organogénnymi sedimentmi, ktoré začleňujeme do obdobia spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu.

Orientačný prehľad litostratigrafie tektonických jednotiek prítomných v západnej časti Veľkej Fatry, stratigrafického zaradenia týchto jednotiek a odhadovanej hrúbky jednotlivých súvrství je zhrnutý v tabuľke 2.6. Litologický a stratigrafický index, ktorý je v 3. stĺpci tejto tabuľky, zodpovedá litologickému a stratigrafickému indexu uvedenému pri opise prameňov v prílohe 4.

Tab. 2.6. Orientačný prehľad litostratigrafie tektonických jednotiek prítomných v západnej časti Veľkej Fatry.

Litologická charakteristika	Stratigrafické zaradenie	Litologický a stratigrafický index	Hrúbka súvrstvia
<b>KVARTÉR</b>			
<i>Antropogénne sedimenty</i> : skládky, navážky	holocén	aQ	1 – 5 m (lokálne)
<i>Organogénne sedimenty</i> : slatiny a slatinné hliny	holocén	–	1 – 2 m
<i>Proluviálne sedimenty</i> : štrky, piesky a hlinité štrky náplavových kužeľov	holocén	pQ	2 – 4 m
<i>Fluviálne sedimenty</i> : povodňové hliny, piesčité hliny nív, štrky a piesky nív	holocén	fQ	2 m
Organogénno-chemogénne sedimenty: travertíny, penovce	holocén	tQ	2 – 9 m
<b>PLEISTOCÉN – HOLOCÉN</b>			
Hlinito-kamenité deluviálne sedimenty	würm – holocén	dQ	10 m
Hlinité a hlinito-štrkovité sedimenty	würm – holocén	dQ	2 – 4 m
<b>PLEISTOCÉN (vrchný pleistocén)</b>			
<i>Eolicko-deluviálne sedimenty</i> : hliny, sprašové hliny	würm	–	2 – 3 m
<i>Fluviálne sedimenty</i> : štrky a piesč. štrky dnovej akumulácie	würm	fQp	4 – 6 m
<b>PLEISTOCÉN (stredný pleistocén)</b>			
<i>Proluviálne sedimenty</i> : štrky a zahlinené piesčité štrky	riss	pQ	4 – 6 m
<i>Fluviálne sedimenty</i> : štrky, piesčité štrky a piesky	starší riss	fQp	6 – 8 m
<i>Proluviálne sedimenty</i> : piesčité a zahlinené štrky	mindel	pQ	3 – 6 m
<b>PLEISTOCÉN (spodný pleistocén)</b>			
<i>Fluviálno-proluviálne sedimenty</i> : štrky a rezíduá štrkov	(?donau)	fQp	5 – 20 m
<b>NEOGÉN</b>			
<i>Blažovské súvrstvie</i> : piesčité štrky s polohami a šošovkami pieskovcov a piesčitých ílov	dák – roman	špN <sup>bl</sup>	100 – 150 m
<i>Martinské súvrstvie</i> : íly a prachy s polohami lignitu, pieskovce, piesky a štrky	sarmat – panón	iN <sup>m</sup>	700 – 1200 m
<i>Fločovská formácia</i> : epiklastické vulkanické brekcie a zlepenca s ojedinelými vložkami pieskovcov a lávových prúdov	sarmat	aNV <sup>rf</sup>	
<i>Turčecká formácia</i> : nesúvislý horizont redeponovaných vulkanických tufov epiklastických pieskovcov	ml. báden – st. sarmat	tNV <sup>t</sup>	50 m
<i>Budišské súvrstvie</i> : karbonátové zlepenca, karbonátové štrky s polohami pieskovcov, pieskov, ílov, ílovcov a tufitov	báden	zpiN <sup>bu</sup>	200 m
<i>Rakšianske súvrstvie</i> : drobnozrnné karbonátové zlepenca s polohami piesčitých vápencov	egenburg	zvN <sup>r</sup>	200 – 400 m
<b>PALEOGÉN</b>			
<i>Zuberecké súvrstvie</i> : pieskovce a ílovce	vrch. eocén – str. olig.	piPG <sup>z</sup>	200 – 300 m
<i>Hutianske súvrstvie</i> : ílovce, pieskovce, menilitové vrstvy	vrch. eocén (vrch. bartón – priabón)	iPG <sup>h</sup>	200 m (600 – 900 m)
<i>Borovské súvrstvie</i> : brekcie, zlepenca, vápence a karbonatické pieskovce	lutét – priabón	zbPG <sup>B</sup>	150 m
<b>HRONIKUM</b>			
<b>Necpalský a šturecký príkrov</b>			
<i>Hlavné dolomity</i> : lavicovité sivé celistvé pórovité a kryštalické dolomity	T <sub>3</sub> vrchný karn – norik	dT <sub>3</sub> <sup>H</sup>	200 m
<i>Hlavné dolomity</i> : (rifová oblasť) masívne svetlosivé organodetrické dolomity	T <sub>3</sub> vrchný karn – norik	dT <sub>3</sub> <sup>H</sup>	250 m
<i>Lunzske vrstvy</i> : sivé jemnozrnné pieskovce a piesč. bridlice	T <sub>3</sub> jul	bpT <sub>3</sub> <sup>H</sup>	100 m

Litologická charakteristika	Stratigrafické zaradenie	Litologický a stratigrafický index	Hrúbka súvrstvia
<i>Wettersteinské vápence</i> : svetlosivé biele organodetrítické a organogénne vápence	T <sub>2</sub> ladin (longobard)	vT <sub>2</sub> <sup>H</sup>	100 m
<i>Wettersteinské dolomity</i> : svetlosivé celistvé organodetrítické (riasové) dolomity	T <sub>2</sub> ladin (fasan)	dT <sub>2</sub> <sup>H</sup>	300 m
<i>Reiflinské vápence</i> : sivé a tmavosivé slienité hľuznaté vápence s rohovcami	T <sub>2</sub> vrchný anis – kordevol	vT <sub>2</sub> <sup>H</sup>	50 m
<i>Gaderské vápence</i> : tmavosivé celistvé vápence, svetlosivé krinoidové vápence	T <sub>2</sub> anis (pelsón – ilýr)	vT <sub>2</sub> <sup>H</sup>	100 m
<i>Ramsauské dolomity</i> : lavicovité tmavosivé (často brekciovité) dolomity	T <sub>2</sub> vrchný anis	dT <sub>2</sub> <sup>H</sup>	200 m
<i>Gutensteinské vápence</i> : tmavosivé a čierne vápence, stylolitické a červíkovité vápence	T <sub>2</sub> anis	vT <sub>2</sub> <sup>H</sup>	150 m
<i>Gutensteinské dolomity</i> : lavicovité tmavosivé, tmavohnedé a čierne bituminózne dolomity	T <sub>2</sub> spodný anis	dT <sub>2</sub> <sup>H</sup>	20 m
<b>VEPORIKUM</b>			
<b>Križňanský príkrov</b>			
<i>Porubské súvrstvie</i> : tmavosivé slienité bridlice, piesčité a organodetrítické vápence	K <sub>1</sub> vrch. barém – sp. alb	pvK <sub>2</sub> <sup>V</sup>	100 m
<i>Nolčovské vrstvy</i> : bázické vulkanity (hyaloklastity)	K <sub>1</sub> apt – stredný alb	–	10 m
<i>Mraznické súvrstvie</i> : sivé slienité vápence, slieňovce, slienité bridlice	K <sub>1</sub> valangin – sp. barém	svK <sub>1</sub> <sup>V</sup>	300 m
<i>Osnické súvrstvie</i> : svetlosivé, slabo slienité vápence, slieňovce, slienité bridlice	J <sub>3</sub> – K <sub>1</sub> najv. titón – sp. valan.	svK <sub>1</sub> <sup>V</sup>	30 m
<i>Jaseninské súvrstvie</i> : slienité doskovité a hľuznaté sakokómovo-ptychové vápence	J <sub>3</sub> kimeridž – titón	svK <sub>1</sub> <sup>V</sup>	30 m
<i>Ždiarske súvrstvie</i> : doskovité a lavicovité pestré (zelené, sivé, fialové, červené) rádioláriové vápence, rádiolarity	J <sub>2</sub> – J <sub>3</sub> vrch. kelovej – oxford)	rvJ <sub>2</sub> <sup>V</sup>	60 m
<i>„Kremítý fleckenmergel“</i> : tmavosivé kremité škvritné vápence, krinoidové vápence	J <sub>2</sub> álen	rvJ <sub>2</sub> <sup>V</sup>	10 m
<i>Adnetské vápence</i> : ružové slienité vápence, červené hľuznaté vápence, bridlice	J <sub>1</sub> toark	rvJ <sub>2</sub> <sup>V</sup>	20 m
<i>Allgäuské vrstvy</i> : tmavosivé slienité škvritné vápence, slienité bridlice	J <sub>1</sub> sinemúr (lotaring)	vJ <sub>1</sub> <sup>V</sup>	100 m
<i>Kopienecké súvrstvie</i> : fľovito-piesčité bridlice, vápnité pieskovce, piesčité vápence	J <sub>1</sub> hetanz – sinemúr	vJ <sub>1</sub> <sup>V</sup>	80 m
<i>Fatranské vrstvy</i> : tmavosivé organodetrítické vápence, slienité vápence, bridlice	T <sub>3</sub> rét	vJ <sub>1</sub> <sup>V</sup>	50 m
<i>Karpatský keuper</i> : pestré fľovité bridlice, sivé fľovité dolomity, kremité pieskovce	T <sub>3</sub> norik	bkT <sub>3</sub> <sup>V</sup>	100 m
<i>Hlavné dolomity</i> : lavicovité sivé celistvé, pórovité a kryštalické dolomity	T <sub>3</sub> vrchný karn – norik	dT <sub>3</sub> <sup>V</sup>	80 m
<i>Lunzske vrstvy</i> : sivé fľovité a fľovito-piesčité bridlice a jemnozrnné pieskovce	T <sub>3</sub> jul	blT <sub>3</sub> <sup>V</sup>	20 m
<i>Podhradské vápence</i> : tmavosivé organodetrítické (krinoidové, lumachelové) vápence	T <sub>2</sub> longobard	vT <sub>2</sub> <sup>V</sup>	50 m
<i>Ramsauské dolomity</i> : vrstvomité tmavosivé celistvé a kryštalické dolomity	T <sub>2</sub> ladin	dT <sub>2</sub> <sup>V</sup>	200 – 300 m
<i>Gutensteinské vrstvy</i> : hrubolavicovité tmavosivé vápence, dolomitické vápence a rauvaky	T <sub>2</sub> ladin	vT <sub>2</sub> <sup>V</sup>	120 m
<i>Lúžňanské súvrstvie</i> : kremence, pieskovce, prachovité a fľovité bridlice	T <sub>1</sub>	kT <sub>1</sub> <sup>V</sup>	50 m
<b>TATRIKUM</b>			
<b>Šiprúnka sekvencia</b>			
<i>Porubské súvrstvie</i> : sivé fľovito-piesčité vápence, bridlice, vápnité pieskovce	K <sub>1</sub> – K <sub>2</sub> sp. alb – stred. turón	pvK <sub>2</sub> <sup>T</sup>	300 m



Litologická charakteristika	Stratigrafické zaradenie	Litologický a stratigrafický index	Hrúbka súvrstvia
Čierne slienité vápence, fľovité slienité bridlice, rohovce	K <sub>1</sub> apt	svK <sub>1</sub> <sup>T</sup>	150 m
<i>Lučivnianske súvrstvie</i> : tmavosivé slienité rohovcové vápence, bridlice	K <sub>1</sub> valangin – barém	svK <sub>1</sub> <sup>T</sup>	200 m
Svetlosivé slienité kalpionelové vápence, pestré slienité doskovité a hľuznaté vápence	J <sub>3</sub> – K <sub>1</sub> kimeridž – berias	svK <sub>1</sub> <sup>T</sup>	80 m
Rádioláριοvé vápence, rádiolarity	J <sub>2</sub> vrchný bat – kelovej	rvJ <sub>2</sub> <sup>T</sup>	50 m
<i>Allgäuske vrstvy</i> : tmavosivé slienité škvrnité vápence, slienité bridlice	J <sub>1</sub> toark	vJ <sub>1</sub> <sup>T</sup>	150 m
<i>Trlenské súvrstvie</i> : piesčité a krinoidové vápence s rohovcami, piesčité bridlice	J <sub>1</sub> hetanz – sinemúr	vJ <sub>1</sub> <sup>T</sup>	100 m
<i>Karpatský keuper</i> : kremenné pieskovce, arkózy, zlepenca, fľovité bridlice	T <sub>3</sub> vrchný karn – norik	bkT <sub>3</sub> <sup>T</sup>	80 m
<i>Došňianske vrstvy</i> : sivé dolomity a čierne slienité bridlice	T <sub>3</sub> karn	–	20 m
<i>Ramsauské dolomity</i> : lavicovité tmavosivé jemnokryštalické dolomity	T <sub>2</sub> ladin	dT <sub>2</sub> <sup>T</sup>	120 m
<i>Gutensteinské vrstvy</i> : čierne vápence, polohy sivých dolomitov	T <sub>2</sub> ladin	vT <sub>2</sub> <sup>T</sup>	100 m
<i>Verfenské vrstvy</i> : pestré fľovito-piesčité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov	T <sub>1</sub>	bT <sub>1</sub> <sup>T</sup>	30 m
<i>Lúžňanské súvrstvie</i> : kremence, kremenné pieskovce, droby, zlepenca	T <sub>1</sub>	kT <sub>1</sub> <sup>T</sup>	80 m
<i>Ľubochňianske leukogranity</i> : muskovitické a biotiticko-muskovitické granity		g	500 – 800 m
<i>Lípovské granity</i> : dvojsľudové granity		g	800 – 1200 m
<i>Kornietovské granodiority</i> : biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority		g	500 – 700 m

### 2.4.3. Geologicko-tektonická stavba územia

Na tektonickej stavbe Veľkej Fatry sa podieľajú tieto základné tektonické jednotky: 1. *tatrikum*, 2. *veporikum*, 3. *hronikum*. Sformovali sa počas viacerých tektonických procesov, z ktorých za najdôležitejší sa pokladá predsenónska mediteránna fáza alpínskeho vrásnenia (Andrusov, 1968; Andrusov, Bystrický a Fusán, 1973).

#### Tatrikum

K tejto tektonickej jednotke zaraďujeme kryštalinické komplexy Ľubochňianskeho masívu rozloženého v oblasti Smrekovica – Ľubochňianska dolina a pretiahnutého v smere V – Z, teda priečne na os Veľkej Fatry (Polák et al., 1997). Súčasťou tatrika je sedimentárny obal kryštalinického masívu, reprezentovaného mezozoickou šiprúnskou sekvenciou. Vnútoraná stavba kryštalinika Veľkej Fatry je zložitá – formovaná najmä počas hercýnskeho orogénu, v menšej miere pravdepodobne aj staršími orogenetickými procesmi. Dnešná stavba Veľkej Fatry však predstavuje výsledok alpínskych neotektonických procesov, počas ktorých došlo k intímnemu prepracovaniu kryštalinika spolu s mezozoickými sekvenciami.

V území môžeme pozorovať pomerne značné tektonicko-deformačné postihnutie kryštalinika. Prejavuje sa vývojom rupturálnych porúch, najmä puklín, puklinovej kliváže, mylonitových zón a zlomových štruktúr. Významnú úlohu v tektonickom vývoji kryštalinika, ale aj celej veľkofatranskej oblasti, zohral s.-j. revúcky (stredoslovenský) systém zlomov. Jeden zo zlomov tohto systému prechádza pozdĺžne Ľubochňianskou dolinou (je asi najlepšie pozorovateľným zlomom zo satelitných snímok v Západných Karpatoch – Kohút in Polák et al., 1997) a rozdeľuje kryštalinikum Ľubochňianskeho masívu na dve polovice. Počas dlhodobej tektogenézy sa prejavoval rôznou polaritou vertikálnych

a horizontálnych pohybov. V raných etapách vývoja – počas mladovariských kompresných pohybov (astúrska alebo saalska fáza) – sa rozdelil plutón na východnú časť, smrekovickú, a západnú časť, masív Lipovej. Nie je isté, či východná časť mala tendenciu poklesávať, alebo len západná časť masívu bola intenzívnejšie vyzdvihovaná a tým bola vystavená väčším erozívnym vplyvom, no spodný trias obalu sedimentoval už na výrazne odlišné úrovne masívu. Západná časť, masív Lipovej, predstavuje približne o 500 – 800 m nižšiu etáž granitoidného masívu ako východná časť, masív Smrekovice. Jedine vo východnej časti masívu Veľkej Fatry dnes môžeme pozorovať zvyšky kryštallického metamorfovaného plášťa – biotitické a amfibolické ruly, ako aj vrchnú, tonalitickú časť normálne zonálneho granitoidného plutónu. Počas alpínskeho orogénu sa určite zmenil charakter poklesávania, resp. výzdvihu blokov na tomto zlome, čoho dôkazom sú aj dnešné geografické (nivelačné) úrovne. Súčasne však prebiehali aj rôzne horizontálne pohyby. Zložitost' alpínskeho vývoja ľubochnianskeho masívu sa dá najlepšie pozorovať na rozhraní s mezozoickými jednotkami v blízkosti revúckeho zlomového pásma – ľubochnianskeho zlomu v oblasti Perušín – Marnová. Môžeme tu pozorovať typický fenomén alpínskej stavby kryštalinika Veľkej Fatry – lokálne „zavrásnenie“ mezozoických sekvencií do stavby granitoidného masívu. Perušinska synforma je zo severu prekrytá granitoidmi až po fleckenmergelovú fáciu obalovej jury, pričom báza tejto štruktúry – spodnotriasové kremence – sú v oblasti Marnovho vrchu a Blatnej doliny imbrikované s granitoidmi.

V západnej časti pohoria v oblasti medzi Katovou skalou a Kľakom je vyvinutá výrazná prešmyková zóna, aktívna pravdepodobne počas miocénnych fáz alpínskeho orogénu (Kohút, 1989). Na kryštalinikum je z juhu presunuté mezozoikum šiprúnskeho obalu. Kryštalinikum, ako aj mezozoikum, je výrazne mylonitizované. Krehkoduktilný charakter deformácií v obalovom mezozoiku najlepšie dokumentujú rozdielne reologické vlastnosti jednotlivých karbonátových súvrství za vzniku mylonitových zón, tektonických megabrekcii, zalomených vrás „kink folds“, ako aj šikmých vrás. Lineácie pohybu v horninách obalového mezozoika, ako aj v nadložnom krížňanskom príkrove, poukazujú na pohyb z juhu na sever, kým v granitoidnom masíve pozorujeme relatívny pohyb na juh (Kohút in Polák et al., 1997).

### *Šiprúnska obalová sekvencia*

Obalová sekvencia ako celok má v pohorí Veľkej Fatry výrazný štýl kopírovania podložia. Deformácie sedimentárnych komplexov mezozoika obalovej sekvencie sú priamo závislé od podložného kryštalinického fundamentu. Ten má tendenciu frakturácie, čo sa prejavuje predovšetkým na styku kryštalinika s mezozoickými komplexmi, zatiaľ čo sedimentárny obal má skôr tendenciu vrásniť sa. Šiprúnska obalová sekvencia tvorí viac-menej súvislý lem kryštalinického masívu v jeho severnej časti v oblasti Ľubochnianskej doliny, ktorý smerom na západ pokračuje do okolia doliny Vyšnej Lipovej (1 220 m n. m.), Podhradskej doliny, Sklabinskej doliny, doliny Kantorského potoka a sčasti aj do oblasti Jasenskej doliny. Styk kryštalinického sokla so sedimentárnym obalom má rôzny charakter. Styk môže byť transgresívny, keď obalové sekvencie ležia diskordantne uložené na kryštaliniku (Polák a Kohút, 1990). Ďalšou možnosťou je kontakt kryštalinického sokla s jednoduchým odlepovaním spodnotriasových kremencov bez deformácií aj s vnútornou deformáciou sokla (Bujnovský et al., 1978). Charakteristickým kontaktom mezozoických členov s kryštalinikom sokla je tektonický styk. Tu je častý styk kryštalinika s jurskými, resp. kriedovými súvrstviami, ako napr. v okolí kóty Bohúňovo, kde sa stýka porubské súvrstvie so soklom, a v oblasti doliny Vyšná Krivá a Rumbáre s allgäuskými vrstvami a spodnokriedovým flyšoidným súvrstvom. V oblasti Rumbár, Skalného a Močidiel sa dokonca stýkajú granitoidy s ramsauskými dolomitmi krížňanského príkrovu a v okolí kót Kečka (1 139), Končitý vrch (1 097) a Lučenec (1 041) sa so soklom stýka mraznické súvrstvie krížňanského príkrovu. Kontakty sú výrazne zlomového charakteru, so sklonmi 50 – 70° na S, resp. SV. Pozdĺž týchto porúch nastali značné presuny granitoidných hornín cez mezozoické členy, ktoré sa odhadujú rádovo na stovky metrov (Polák a Kohút, 1990).

Charakteristickým znakom tektonickej stavby Veľkej Fatry je existencia výrazných tektonických okien obalovej sekvencie spod krížňanského príkrovu. Tie sú vyvinuté v Belianskej a Necpalskej doline. Vznik týchto okien je priamo závislý od kopírovania obalu šiprúnskej sekvencie, elevácií kryštalinického fundamentu a od následného transportu príkrovových dosiek po chrbtovej časti podložnej

šiprúnskej sekvencie s následnou rabotážou. Obsah jednotlivých okien je odlišný. Šiprúnska sekvencia je najúplnejšie odkrytá v belianskom tektonickom okne (v západnej časti Veľkej Fatry), zatiaľ čo v Revúckej doline (vo východnej časti Veľkej Fatry) ho tvoria len najmladšie litostratigrafické jednotky šiprúnskej sekvencie. Rám týchto okien vo všetkých prípadoch tvoria ramsauské dolomity krížňanského príkrovu. Pri porovnaní priebehu necpalského a belianskeho tektonického okna na západe Veľkej Fatry (ktoré vystupujú prakticky v jednej línii) sa dá predpokladať, že obe vznikli na výraznom zdvihu kryštalinického fundamentu tvoriaceho nepravidelný antiklinálny val smeru V – Z, stáčajúci sa v oblasti hlavného hrebeňa Veľkej Fatry v okolí Javoriny smerom na JV. Tam je zvýraznený veľkým tektonickým oknom v oblasti Veľkej Rakytovej a Veľkej Tureckej (Polák et al., 1997).

V necpalskom tektonickom okne sú odkryté len najvyššie členy šiprúnskej sekvencie. Vytvárajú nepravidelnú antiklinálnu štruktúru s osou v smere SZ – JV. Staršie členy sú sčasti redukované, sčasti prekryté súvrstviami krížňanského príkrovu. Toto tektonické okno je porušené výrazným necpalským zlomom, pretiahnutým v smere SZ – JV. Pozdĺž neho došlo k dextrálnemu posunu a redukcii jz. ramena antiklinály.

Stavba tektonického okna v Belianskej doline je zložitejšia. Vytvára nepravidelnú antiklinálnu štruktúru s výraznejšie vyvinutým sv. ramenom, kde je odkrytý takmer celý vrstvový sled obalovej sekvencie. Sklon súvrstí je v tejto časti veľmi mierny, 20 – 25° na SV, resp. VSV, zatiaľ čo opačné rameno má podobný sklon na SZ. Juhovýchodnú časť tejto štruktúry uťala zlomová línia smeru SZ – JV, ktorá pokračuje v súvrstviach krížňanského príkrovu po jz. svahoch Borišova ďalej smerom na JV. Na tejto štruktúre spočívajú vo forme tektonických trosiek malých rozmerov sedimenty krížňanského príkrovu. Tvoria ich podhradské vápence, ramsauské dolomity a karpatský keuper (Polák, 1990).

## Veporikum

Veporické komplexy s. s. vystupujú v jv. časti pohoria Veľká Fatra (oblasť priľahlá k Starohorským vrchom), a teda mimo hodnoteného územia. Táto oblasť predstavuje dôležité územie z hľadiska riešenia tektonických vzťahov krížňanského príkrovu a jeho domovskej oblasti, severného veporika.

Krížňanský príkrov ako súčasť veporika predstavuje vo Veľkej Fatre plošne najrozšírenejšiu tektonickú jednotku. Je to veľkopriestorová tektonická jednotka príkrovového charakteru presunutá na rôzne členy tatrika, tak na mezozoické súvrstvia šiprúnskej sekvencie, ako aj miestami priamo na kryštalinický fundament. Litostratigrafický rozsah krížňanského príkrovu je od kryštalinika staropaleozoického veku (Staré Hory) po porubské súvrstvie albu až spodného cenomanu. Faciálnu náplň krížňanského príkrovu tvorí zliechovská sekvencia s charakteristickými litostratigrafickými členmi najmä jurských sedimentov. Jednou z charakteristických črt krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre je rôzny stupeň jeho denudácie. Erozívna úroveň zasahuje miestami až do dolomitov stredného triasu, resp. zasahuje niveau karpatského keuperu v Bystrickej doline v oblasti pod Kráľovým grúňom. Odhliadnuc od priamych súvislostí s koreňovou zónou, možno konštatovať, že krížňanský príkrov na území Veľkej Fatry má jasný presunový charakter s pomerne dobre sledovateľnou presunovou líniou, ktorej priemerný sklon je zhruba 30° na S, resp. SZ. Základnú kosť krížňanského príkrovu budujú súvrstvia gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov, ktoré považujeme za vedúce horizonty na sledovanie štruktúrnej stavby príkrovu. Vrchné štruktúrne niveau, oddelené klzným horizontom karpatského keuperu, tvoria viac či menej inkompetentné vrstvové sledy s rozsahom rét – spodný alb. Tektonický charakter vrchného štruktúrneho horizontu je vrásovo-zlomový, so štýlom odlepovania na úrovni sekundárnej línie v karpatskom keuperi. Stupeň intenzity deformácie krížňanského príkrovu priamo závisí od deformácie tatrika. Generálna stavba krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre je prevažne mierne zvlnená, monoklinálna, so sklonom súvrstí 30 – 35° na S, resp. SZ. V celom priebehu krížňanského príkrovu môžeme sledovať niekoľko väčších štruktúr tak antiklinálneho, ako aj synklinálneho charakteru. Antiklinálne štruktúry sú výraznejšie. Známý je ich priebeh vo forme antiklinálneho valu, ktorý je sledovateľný od Čremošného smerom na Rovne, Krížnu až do Necpalskej doliny. Tento tektonický charakter je zvýraznený tektonickým oknom spodnokriedových súvrstí krížňanského príkrovu pod bazálnymi členmi hronika na severnej strane Dedošovej doliny. Os tejto antiklinály má smer SV – JZ, teda zhodný s podložným tektonickým elementom tatrika v Necpalskej doline.

Významný antiklinálny pruh prebieha v smere V – Z z oblasti Magury cez Revúcku dolinu, smerom na západ cez dolinu Veľká Rakytová a pravdepodobne ešte západnejšie až do oblasti Belianskej doliny. Os tejto štruktúry má smer V – Z. Ramená majú sklon na S, resp. SZ, a na J. Pomerne výrazná synklinálna štruktúra je vyvinutá v oblasti Ploská – Minčol a má paralelný priebeh s oboma antiklinálami v smere V – Z. Vo výraznej synklinálnej štruktúre prebiehajúcej z Javoriny na Borišov a Veľký Rakytov dochádza k výraznej tektonickej redukcii. Na sz. svahu Borišova nastáva redukcia celého jurského komplexu a stýkajú sa tu pestré ílovce karpatského keuperu a ramsauských dolomitov so slienitými bridlicami a vápencami spodnej kriedy, pričom plastické súvrstvie karpatského keuperu predstavuje sekundárnu presunovú plochu. Vo všeobecnosti, v oblasti tejto sekundárnej presunovej plochy na úrovni keuperu pozorujeme neúplnosť vrstvových sledov, odlepovanie jednotlivých členov, tektonickú redukciu niekedy celých jurských súborov, tvorbu šošoviek a ich paralelný transport po menších presunových plochách nad karpatským keuperom.

Jednotlivé súvrstvia lokálne vykazujú rôzny stupeň a intenzitu vnútorného prevrásnenia. Zatiaľ čo v pomerne rigidných stredotriasových a vrchnojurských karbonátoch vznikajú vrásky veľkých rozmerov, plastické súvrstvia slienitých bridlíc a slienitých vápencov spodnej kriedy sú veľmi intenzívne prevrásnené do mikrovrás rôznych typov. Výrazné ležaté vrásky v rigidnom prostredí môžeme dokumentovať v gutensteinských vápencoch v Hornojasenskej doline.

V severnej časti pohoria v oblasti Katovej skaly vytvára Krížňanský príkrov digitačnú (duplexnú) štruktúru. Rigidné súvrstvia gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov stredného triasu ležia v nadloží súvrstvia karpatského keuperu krížňanského príkrovu a pri svojom západnom obmedzení spočívajú na kremencoch spodného triasu obalovej sekvencie. Vergencia tejto štruktúry je na S, resp. S až Z. Sklon je v priemere 40°. Os celej tejto štruktúry má smer V – Z (Polák et al., 1997).

## Hronikum

Táto tektonická jednotka je súvislejšie rozšírená v západnej časti pohoria Veľká Fatra v oblasti medzi Necpalskou a Žarnovickou dolinou. Odtiaľ prechádza na JV do oblasti Veľkého a Malého Šturca až do oblasti Harmanca. V severnej časti pohoria vystupuje najviac vo forme tektonických trosiek v oblasti Revúckej doliny a po jeho severnom okraji až ku Krpeľanom.

Hronikum vystupuje v severnej časti Veľkej Fatry vo viacerých izolovaných kryhách, ktoré sú buď väčšieho, alebo menšieho rozsahu. Najrozsiahlejšia je v západnej oblasti Tlstej. Andrusov, Bystrický a Fusán (1973) vyčlenili v rámci hronika spodný, šturecký príkrov a vrchný, chočský príkrov, v ktorom vyčleňujú spodný, svarínsky príkrov a vrchný príkrov, zložený z litostratigrafických členov bielovážskej sekvencie.

**Odlíšná predstavu hronika je prezentovaná v prácach Havrilu** (1992, 1993, in Polák et al., 1997), ktorý na základe litostratigrafickej analýzy odlišuje v hroniku počas triasu v priestore jeho sedimentácie dva bazény a dve karbonátové platformy (od vonkajšej strany vnútorných Západných Karpát k vnútornej strane): bazén Dobrej Vody, karbonátovú platformu tzv. vyšších príkrovov, bazén Bieleho Váhu a karbonátovú platformu Čierneho Váhu, ktorej paleogeografická pozícia podľa neho nie je nateraz uspokojivo vyriešená. Z takto poňatého sedimentačného priestoru boli v zmysle Havrilu (1992, 1993, in Polák et al., 1997) štrukturalizované príkrovy hronika (odspodu): z bazénu Dobrej Vody príkrov Dobrej Vody a príkrov Homôľky (Rohatej skaly); z karbonátovej platformy tzv. vyšších príkrovov veterlínsky príkrov a príkrov Ostrej Malenice (oba z rozhrania bazénu a platformy), tzv. vyššie príkrovy (havranický, jablonický, nedzovský a strážovský, ktoré boli pôvodne jediným rozsiahlym príkrovom, dezintegrovaným až počas tvorby jadrových pohorí na samostatné telesá – „príkrovy“), príkrov Tlstej a šturecký príkrov, ktorý pochádza opäť z rozhrania bazénu a platformy. Z bazénu Bieleho Váhu pochádza sústava príkrovov na Veľkom Choči (Kováč et al., 1990; Kováč a Filo, 1992, in Polák et al., 1997) a v celých Chočských vrchoch (Mello, 1965, in Polák et al., 1997), na hornom Pohroní (Matějka a Andrusov, 1931; Kettner, 1940, 1958; Biely, 1963; Biely et al., 1988, in Polák et al., 1997) a z karbonátovej platformy Čierneho Váhu.

Na základe geologického mapovania a následných litostratigrafických štúdií Havrila (in Polák et al., 1997) v regióne Veľkej Fatry v hroniku vyčlenil odspodu nahor tieto tektonické jednotky:

- **necpalský príkrov**,
- **štorecký príkrov** v nadloží s duplexovo-vrásovou štruktúrou Tlstej,
- **chočský príkrov** v bielovážskom faciálnom vývoji.

**Necpalský príkrov** v zmysle Havrila (in Polák et al., 1997) tvorí najspodnejšiu tektonickú štruktúru hronika vo Veľkej Fatre. Jeho plošný rozsah je obmedzený v oblasti j. od Necpál. Najrozsiahlejšie súvislé komplexy hronika necpalského príkrovu budujú širšie oblasti Tlstej od Necpalskej po Žarnovickú dolinu až do Bystrickej doliny. Na severe zasahujú z oblasti Krpelian do severnej časti Ľubochnianskej doliny, kde tvoria výrazné tektonické trosky. V oblasti Necpál je dobre odkrytá severná časť necpalského príkrovu, kde tvorí severné krídlo synklinály, ktorá sa skláňa pod priemerným uhlom asi 30° na J. V oblasti Čremošného v okolí železničnej stanice je odkrytá tá istá sekvencia (lunzské vrstvy a hlavné dolomity) v južnom krídle. V strednej časti je táto štruktúra odkrytá na jz. svahu Pekárovej (ramsauské dolomity a lunzské vrstvy).

**Štorecký príkrov** sensu Havrila s nadložnou duplexovo-vrásovou štruktúrou vrásky Tlstej predstavuje mohutnú zložitú štruktúru, ktorú je možné sledovať na vzdialenosť viac ako 10 km – väčšinou však v západnej časti pohoria. Smerom na juh, resp. juhovýchod (v oblasti Harmanca a ďalej), v štoreckom príkrove pribúdajú panvové fácie reprezentované bielovážskymi litostratigrafickými členmi až po úplný prechod do bielovážskeho sedimentačného priestoru. Okrem najrozsiahlejšej a najväčšej kryhy vrásky Tlstej sa zachovali aj menšie izolované kryhy čiastkového príkrovu Tlstej, tvorené prevažne gaderskými vápencami aj v oblasti Krpeľany – Ľubochňa.

Samotný štorecký príkrov má v západnej časti Veľkej Fatry, v oblasti od Necpalskej doliny cez masív Tlstej, Gaderskú dolinu až po Bystrickú dolinu, pomerne zložitú štruktúru. Sú v ňom vyčlenené dve štruktúry: 1. spodná časť – kryha Drienka, 2. vrchná časť – vrása Tlstej. Celý komplex štoreckého príkrovu sa pri presune nepohyboval ako jeden rigidný súbor. Podľa postavenia a prejavu bol segmentovaný zlomami paralelnými, resp. subparalelnými s vrstvitosťou. Litofaciálnu náplň kryhy Drienka tvoria gutensteinské dolomity, gutensteinské vápence, ramsauské dolomity, gaderské vápence, wettersteinské vápence a wettersteinské dolomity. Kryha Drienka svojím uložením kopíruje podložnú štruktúru, a teda má synklinálne uloženie. Na severe má sklon na juh, v južnej časti sa skláňa na sever, resp. SZ pod uhlom asi 30 – 35°. Vrchná (kryha) – samotná vrása Tlstej – vznikala pri presune a pohybe po zlome, tzv. rampe, ktorá prebiehala šikmo pod uhlom zhruba 15°. Ten je pozorovateľný na s. svahoch Tlstej v úseku Sokolovo – Lubená dolina. V tejto oblasti možno okrem hlavnej presunovej plochy spomínaných štruktúr sledovať aj paralelné plochy uprostred oboch uvedených vápencových komplexov. Tie spôsobujú ich lokálne zošupinatena, ktorého prejavmi sú pravdepodobne „polohy“ dolomitov uprostred gaderských vápencov sv. od Tlstej. Tak dochádzalo k presunu gaderských vápencov a časti podložných ramsauských dolomitov po rampe až na jej vrchol a k postupnému zabaľovaniu čelnej časti vrchnej kryhy a vzniku ležatej vrásky, resp. vrcholu antiklinály s kompetentnými dolomitmi v jadrovej časti. Tak vznikla mohutná ležatá vrása, ktorej čelná časť sa skláňa na SZ. V tejto čelnej časti dosahujú gaderské vápence a dolomity hrúbku 200 až 300 m. Os vrásky má smer SV – JZ. Na samotnom vrchole Tlstej gaderské vápence vytvárajú plytkú synklinálnu štruktúru. Identické sprevádzajúce štruktúry menších rozmerov paralelné s vergenciou a smerom presúvania príkrovov sú početné, no v oveľa menšom rozsahu – napr. ležatá vrása jjz. od Ostrej a východne od Hája na západných svahoch Havranej skaly (iniciálne štádiá). Menšie izolované kryhy čiastkového príkrovu Tlstej, tvorené prevažne gaderskými vápencami, sú ešte v oblasti Javoria (východne od Mošoviec) v troske Kopy, v oblasti Krpeľany – Ľubochňa, v oblasti Plavej a Dedošovej doliny a Prostredného grúňa.

**Chočský príkrov** podľa Havrila (in Polák et al., 1997) vystupuje iba vo východnej časti Veľkej Fatry (Revúcka dolina, Hýrová, Sidorovo).

Charakter, orientácia a vzájomný vzťah štruktúrnych prvkov hronika nachádzajúcich sa v tektonickej jednotke vrásky Tlstej vo Veľkej Fatre poukazujú na imbrikovanú stavbu stredotriasových členov hronika s výrazným prevrásnením v čele nasúvajúcего sa tektonického telesa s tvorbou mezovrás v celej dĺžke duplexnej štruktúry. Indikujú násun čiastkových tektonických jednotiek hronika v oblasti vrásky Tlstej v smere z JJV na SSZ.

## Kvartérna tektonika

Z neotektonického hľadiska územie Veľkej Fatry sa javí ako klenbová hrast', ktorá je výrazne vymedzená sústavou aktívnych zlomov oddeľujúcou Turčiansku kotlinu od vlastného pohoria na západe a revúckym zlomovým pásmom na východe. Pre neotektonický vývoj v kvartéri je charakteristický celkový zdvih územia. Sumárny efekt tohto zdvihu je 150 až 200 m.

## 2.5. ČINNOSŤ ČLOVEKA, VÝZNAMNE OVPLYVŇUJÚCA HYDROGEOLOGICKÉ A HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY ÚZEMIA

Územie západnej časti Veľkej Fatry patrí k tým miestam na území Slovenska, kde sa dosiaľ najlepšie zachovali pôvodné prírodné spoločenstvá. Územie nie je doteraz narušené priemyselnou činnosťou a ťažbou nerastných surovín. Významnejšie sú iba dolomitové lomy v oblasti Rakše a Mošoviec pri jz. okraji územia. Veľká Fatra je od 1. 4. 2004 vyhlásená za národný park, od r. 1973 bolo toto územie chránené ako chránená krajinná oblasť. Zároveň tu ide aj o územie chránené zákonom o vodách (chránená vodohospodárska oblasť – územie s významnou prirodzenou akumuláciou vody).

Z rizikových činností na území sa okrem lokálnej ťažby lomového kameňa stretávame s ťažbou dreva – najmä ak ide o lesy vo vlastníctve urbáriátov alebo vo vlastníctve jednotlivcov, hrozí riziko holorubov, následnej erózie a zmeny kvantitatívneho i kvalitatívneho režimu podzemnej vody ovplyvnením prirodzených podmienok infiltrácie. S takýmito zásahmi sa však v súčasnosti zatiaľ, našťastie, nestretávame.

Ďalšou rizikovou antropogénnou aktivitou je rozvoj cestovného ruchu. V súčasnosti je sústredený v oblasti Hornojasenskej doliny, v dolnej časti Gaderskej doliny, v oblasti Mošoviec a v hrebeňových častiach v okolí Krížnej. V okolí týchto turistických centier pri neakceptovaní prísnych kritérií nakladania s odpadovou vodou a pri aplikácii vyšších dávok chemických prímiesí v procese umelého zasnežovania svahov je potenciálna možnosť kvantitatívneho ovplyvnenia podzemnej vody.

V oblasti prielomu Váhu v okolí Krpelian je vážske údolie už niekoľko desiatok rokov zaplavené vodou Krpelianskej priehrady, v súčasnosti temer úplne zanesenej sedimentmi. Zvýšenie hladiny vody v tejto oblasti pravdepodobne lokálne ovplyvnilo hladiny podzemnej vody v dolomitovej troske hronika – hydrogeologickej štruktúre Kopy – oproti Krpeľanom. Laterálny dosah tohto ovplyvnenia vzhľadom na zostupný charakter prúdenia podzemnej vody z tejto oblasti k erozívnej báze bol však veľmi malý.

---

## 3. HYDROGEOLOGICKÁ A HYDROGEOCHEMICKÁ PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA

---

### 3.1. SÚČASNÝ STAV HYDROGEOLOGICKEJ A HYDROGEOCHEMICKEJ PRESKÚMANOSTI ÚZEMIA

#### HYDROGEOLOGICKÁ PRESKÚMANOSŤ

##### Práce regionálneho charakteru

Prvú hydrogeologickú prácu regionálneho rozsahu tohto územia *Výpočet zásob podzemných vôd Malej a Veľkej Fatry kategórii D* dokončili v roku 1969 jej autori **M. Banský, E. Kullman, K. Malatinský a Z. Potyš**. Vodohospodársky významné územia (autormi označované ako „hydrogeologické štruktúry“) pohoria Veľkej Fatry rozdelili na tri subrajóny (tie však nemajú nič spoločné s hydrogeologickou rajonizáciou a členením jej rajónov na subrajóny, ktoré platí na Slovensku od konca 70. rokov 20. storočia – pozri Šuba et al., 1984).

Prvý z nich tvorili vápence a dolomity **krížňanského príkrovu v severozápadnej časti Veľkej Fatry**. Druhý subrajón, zaberajúci prevažne **severovýchodnú časť** rozsahu triasových karbonátov **krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre**, bol zo severu limitovaný kryštalinikom a málo priepustnými horninami obalu Ľubochnianskeho masívu, z juhu stratigraficky vyššími členmi krížňanského príkrovu (hranica približne severne od kóty Ploská), z východu revúckou tektonickou líniou a zo západu už spomenutou antiklinálnou eleváciou obalovej jednotky pretiahnutou v sv.-jz. smere, teda mimo hodnoteného územia západnej časti Veľkej Fatry.

Územie („subrajón“) zaberajúce prevažne severovýchodnú časť rozsahu triasových karbonátov krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre bolo zo severu limitované kryštalinikom a málo priepustnými horninami obalu Ľubochnianskeho masívu, z juhu stratigraficky vyššími členmi krížňanského príkrovu (hranica približne severne od kóty Ploská), z východu revúckou tektonickou líniou a zo západu už spomenutou antiklinálnou eleváciou obalovej jednotky pretiahnutou v sv.-jz. smere. Pri hodnote zrážkových úhrnov 940,3 mm a pri výškovej korekcii výparu na 417 mm tu potom E. Kullman vyčíslil predpokladaný odtok 523,3 mm, teda asi  $16,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Z celkovej plochy územia  $26,0 \text{ km}^2$  to predstavovalo celkový odtok  $431,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Predpokladalo sa, že podstatná časť z tejto hodnoty existuje vo forme podzemného odtoku. Pretože bola registrovaná iba časť tohto množstva v hodnote  $104,0 - 1\,278,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  vo vtedy známych prameňoch (spolu 79 prameňov, z toho 15 prameňov s výdatnosťou v rozmedzí  $1 - 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a 2 pramene s výdatnosťou v rozmedzí  $10 - 100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), predpokladala sa tu ďalšia existencia nových významných zdrojov.

Ďalším vyčleneným, vodohospodársky perspektívnym územím („subrajónom“) bola kryha karbonatických hornín hronika (vtedy označovaného ako „chočský príkrov“) medzi Necpalmi, Čremošným, Harmancom, Kráľovou studňou a Plavou s celkovou rozlohou  $141,2 \text{ km}^2$ . Zrážky v západnej časti tejto štruktúry merané v rokoch 1927 – 1968 v Hornom Harmanci mali priemernú hodnotu ročného úhrnu  $1\,152,1 \text{ mm}$ , na východe sa zrážkové úhrny merané v kúpeľoch Sliač vyčíslili v priemernej hodnote  $737,8 \text{ mm}$ . Po odčítaní výparu bola hodnota špecifického odtoku vyčíslená na  $23,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , čo pri danej ploche štruktúry predstavovalo orientačný predpoklad  $3\,290 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  otekajúcej podzemnej vody. Z tohto množstva bolo však dovtedy v prameňoch evidovaných len  $752,0 - 853,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (spolu bolo registrovaných 45 prameňov s výdatnosťou v rozmedzí  $1 - 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , 10 prameňov s výdatnosťou v rozmedzí  $10 \text{ až } 100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a 1 prameň s výdatnosťou vyššou ako  $100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  – Harmanecký tunel). Z čiastkovej synklinály Harmaneckého tunela vyčíslil v suchom období roku 1963 E. Kullman špecifický odtok  $18,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , pričom pomer podzemného a povrchového odtoku bol  $6 : 1$ .

V roku 1973 sa skončil vyhľadávací hydrogeologický prieskum v Turčianskej kotline (P. Bujalka, P. Litva a Z. Potyš). V správe bolo uvedené veľké množstvo prestupujúcej podzemnej vody z mezozoických karbonátov, ktorú dopĺňa podzemná voda kvartérnych sedimentov (najmä v oblasti Hája, Mošovce, Blatnica a Folkušová). Skryté prestupy podzemnej vody v oblasti Hája dosahovali za roky 1969 – 1971 priemerne  $88,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V oblasti Mošoviec to bolo  $81,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v povodí Čiernej vody a  $29,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v povodí Rybníka, spolu  $110,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , kde sa predpokladá aj ďalší skrytý prestup podzemnej vody do sedimentov Turčianskej kotliny – predpokladala sa tvorba minerálnej vody vystupujúcej v oblasti Mošoviec z vody pritekajúcej z hronika Veľkej Fatry (C–Mg–HCO<sub>3</sub> typ; 17 – 21 °C). V oblasti Blatnice sa meraním povrchového toku nad tektonickým stykom pohoria s kotlinou a pod ním zaznamenal prestup  $121,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pretože v tejto oblasti vystupujú vápnité íly (martinské súvrstvie), autori nepredpokladali ďalšie skryté prestupy podzemnej vody v tejto oblasti. V oblasti Folkušovej sa zistili prírastky prietokového množstva potoka Zápotočie (za roky 1969 – 1971 priemerne  $50,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

Vedno s hydrogeologickým prieskumom Turčianskej kotliny prebiehal aj **základný hydrogeologický výskum západných svahov Veľkej Fatry a juhovýchodných svahov Malej Fatry** (príľahlej časti týchto pohorí k Turčianskej kotline), realizovaný Geologickým ústavom Dionýza Štúra v Bratislave a vedený E. Kullmanom a S. Gazdom (1973). V rámci hodnotiacej správy tohto výskumu E. Kullman stručne charakterizoval všetky hydrogeologické štruktúry viazané na výskyt triasových vápencov a dolomitov v západnej časti Veľkej Fatry. Hydrogeologickú funkciu týchto hornín v rámci krížňanského príkrovu dal do súvisu s jeho geologickou stavbou – existenciou antiklinálneho pruhu Štefanovej, spojeného s výskytom tektonických okien obalovej jednotky v Belianskej a Necpalskej doline ako severnejšieho a antiklinálneho pruhu smeru Magura – údolie Veľkého Rakytova na juhu. Medzi týmito antiklinálnymi pruhmi prebieha synklinála s osou Ploská – Kračkov, severnejšie synklinála s osou Borišov – Javorina – Veľký Rakytov a v južnej časti pohoria vystupujú predovšetkým slabo priepustné vyššie stratigrafické členy krížňanského príkrovu, najmä slienité vápence titónu – neokómu. Staršie členy sa vyskytujú len v erozívnych oknách subhorizontálne ležiacej dosky príkrovu medzi Ploskou a Starými Horami. Výskyt vápencov a dolomitov krížňanského príkrovu spolu s karbonátmi obalovej jednotky ležiacej v severovýchodnej časti pohoria boli charakterizované a hodnotené ako menej významné a zdroje podzemnej vody viazané na ne ako viac rozptýlené v porovnaní s východno-západne orientovanou synklinálou západnej časti uvedenej kryhy krížňanského príkrovu.

Pre oblasť „hydrogeologickej štruktúry triasovej kryhy dolomitov a vápencov chočského príkrovu medzi Krpeľanmi, Šúťovom a Lubochňou“ (v tejto práci ako „hydrogeologická štruktúra Kopy“) odhadoval E. Kullman (in Kullman a Gazda, 1973) merný odtok podzemnej vody minimálne na  $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a pri jej ploche  $17,6 \text{ km}^2$  predpokladal odtok podzemnej vody v sumárnej hodnote  $170 – 180 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Výsledky hydrogeologického mapovania, na ktoré sa autor odvolával, však priniesli poznatky iba o dokumentovanom odtoku v prameňoch s výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v sumárnej hodnote  $40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , pričom sumár drobných prameňov s výdatnosťou nižšou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , vystupujúcich najmä pri s. okraji štruktúry, nepresahuje  $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Na základe analógie infiltračných pomerov a sklonu nepriepustného podložia kryhy smerom na západ sa predpokladalo, že množstvo zhruba  $120 – 130 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  podzemnej vody buď skryto prestupuje do Váhu, resp. jeho náplavov v oblasti Krpelianskej vodnej nádrže, prípadne do paleogénnych hornín Turčianskej kotliny.

Vymedzený celok vápencovo-dolomitických komplexov obalovej série a krížňanského príkrovu medzi Turčianskou Štiavničkou, Sklabiňou a dolinou Lubochnianky – v našej práci rozčlenený na viacero hydrogeologických štruktúr: Kantora, Prieložnica – Kľak, Kečka – Turecké (tatrikum); Katovej skaly, Vrchmúr – Podhradie, Beňkova – Brdce, Chládkové – Nižné Krátko (veporikum) – sa v práci Kullmana a Gazdu (1973) považoval za menej perspektívny z hľadiska získania nových zdrojov podzemnej vody. Na jeho ploche  $42,5 \text{ km}^2$  v dôsledku jeho geologickej rôznorodosti sa nerealizovala výstavba merných objektov na bilančné hodnotenie (iba  $21,8 \text{ km}^2$  zaberali triasové karbonáty). Z dokumentácie prameňov sa zistil sumárny odtok  $94 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , pričom  $26,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  patrilo už k využívanému prameňu Podhrad (Hradská/Dolina) v Podhradí,  $20,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  k zachytenému prameňu Teplica v Turčianskej Štiavničke a z významnejších prameňov stáli za zmienku prameň 4 km jz. od Lubochne ( $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a dva menšie pramene v oblasti kóty 1 395 Kľak ( $5,0$  a  $4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ).



Z hydrogeologickej štruktúry triasového vápencovo-dolomitického komplexu krížňanského príkrovu jz. od Ľubochnianskeho masívu Kullman (in Kullman a Gazda, 1973) hodnotil jej západnú časť s rozlohou 37,6 km<sup>2</sup>. Dnes ju označujeme ako štruktúru triasových karbonátov veporika v oblasti kót Hrosková (1 043), Osičné (1 107), Štefanová (1 305) a Šoproň (1 370) medzi Necpalskou, Belianskou a Ľubochnianskou dolinou, skrátene Hrosková – Osičné – Štefanová (34,56 km<sup>2</sup> odkrytých triasových karbonátov, resp. 43,49 km<sup>2</sup> celkovej plochy). Riešiteľ základného hydrogeologického výskumu považoval za najdôležitejšiu hydrogeologickú charakteristiku synklinálne uloženie triasových karbonátov s priebehom synklinálnej osi od Štefanovej na východe cez Havranovo (resp. s. od neho) naprieč cez Beliansku dolinu na Smrekov a k prameňu Lazce v Necpalskej doline. Tu sa triasové karbonáty ponárajú pod mladšie, menej priepustné členy vlastného príkrovu. Pri hodnotách merného odtoku podzemnej vody 15,0, 16,2 a 16,5 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> dospel autor k predpokladu o celkovom odtoku zo štruktúry 560 až 620 l · s<sup>-1</sup>. Z 53 prameňov, ktoré boli zdokumentované na jej území, výdatnosť menšiu ako 0,2 l · s<sup>-1</sup> malo 25 prameňov, Q v rozsahu 0,2 – 0,5 l · s<sup>-1</sup> 14 prameňov, 0,5 – 1,0 l · s<sup>-1</sup> 5 prameňov, 1,0 – 10,0 l · s<sup>-1</sup> 6 prameňov, 10,0 – 100,0 l · s<sup>-1</sup> 2 pramene a jeden prameň mal výdatnosť vyššiu ako 100,0 l · s<sup>-1</sup>. Tým posledným bol prameň Lazce (v archivovanej práci uvádzaný ako „Lasce“), na ktorom sa vtedy sústavnými meraniami v rokoch 1960 až 1962 zdokumentovala výdatnosť v rozsahu 325 – 537 l · s<sup>-1</sup>. Ďalšími dvoma prameňmi boli podľa opisu neskôr pozorované pramene Havranovo/Pod Havranom (dok. č. 1 376; pozorovaný SHMÚ od r. 1986) a Havranovo – Lučečné (dok. č. 1 551, pozorovaný SHMÚ od roku 1970). Okrem toho sa za dôležité považovali tri vývery zhruba 2,5 km južne od kóty 1 314 Jarabina (Q = 3,0, 1,0 a 2,1 – 5,0 l · s<sup>-1</sup>). Registrovaný výstup podzemnej vody sa teda pohyboval v rozmedzí 374 až 619 l · s<sup>-1</sup>, čo by mohlo zodpovedať predpokladanej „infiltračnej sile“ územia.

Pramene s výdatnosťou vyššou ako 1,0 l · s <sup>-1</sup>	203 – 305	l · s <sup>-1</sup>
Prestupy podzemnej vôd do povrchových tokov vnútri masívu	261	l · s <sup>-1</sup>
Prestupy podzemnej vody do povrchových tokov na okraji pohoria	192 – 322	l · s <sup>-1</sup>
Skrytý prestup do sedimentov Turčianskej kotliny	336 – 361	l · s <sup>-1</sup>
<b>Sumárne:</b>	<b>792 – 1 249</b>	<b>l · s<sup>-1</sup></b>

E. Kullman však poukázal na fakt, že časť podzemnej vody vystupuje na povrch prakticky dvakrát, pretože pramene zbierané do Belianskeho potoka vystupujú neskôr aj v prameni Lazce. Prietokové množstvo Belianskeho potoka, ktorý od 90. rokov 20. storočia pri stredných a nižších prietokových stavoch prakticky vysychá zhruba už od úrovne pravostranného prítoku Šindelnej, bolo v 60. rokoch ešte nenulové v celom priebehu Belianskej doliny. Dôkaz o prestupoch jeho vody z Belianskej doliny do Necpalskej doliny podal E. Kullman na základe merania prietoku realizovaného v spolupráci s pracovníkmi HMÚ dňa 26. 8. 1964. Súčasťou prác bola aj stopovacia skúška za použitia chloridu sodného, tá však nepriniesla očakávané výsledky, pravdepodobne pre veľké riedenie a rozsiahlu akumuláciu zónu (Kullman in Kullman a Gazda, 1973). Predpokladalo sa, že v prameni Havranovo (dok. č. 1 376) sa odvodňujú prebytky krasovej vody pri jej prestupe do Necpalskej doliny.

V prípade triasových karbonátov hronika (v tom čase boli všetky zaradené a hodnotené ako „chočský príkrov“) E. Kullman (in Kullman a Gazda, 1973) konštatoval, že krasovo-puklinová priepustnosť masívu je variabilná v závislosti od preferovaných ciest krasových zón a tektonického porušenia. Krasové cesty, vytvorené najmä v gutensteinských vápencoch, zberajú podzemnú vodu z puklinových dolomitových masívov. Dokumentujú to vývery podzemnej vody zaznamenané počas razenia Harnačského tunela v južnej časti územia. Karbonátový masív sa odvodňuje formou prirodzených výverov prevažne typu puklinových prameňov, priamym prestupom podzemnej vody do povrchového toku buď uprostred masívu, alebo na okraji pohoria pri tektonickom styku s Turčianskou kotlinou, alebo skrytým prestupom do sedimentov Turčianskej kotliny. Toto rozdelenie autor (Kullman in Kullman a Gazda, 1973) potom na základe hydrologickej bilancie za roky 1969 a 1971 v ním vyčlenenej vodohospodárskej najvýznamnejšej oblasti chočského a strážovského príkrovu západných svahov Veľkej Fatry s plochou 130,5 km<sup>2</sup> (v tejto práci uvedená ako „hydrogeologická štruktúra Tlstej“) špecifikuje takto:

Hydrologická bilancia hydrogeologickej štruktúry vápencovo-dolomitckej kryhy chočského príkrovu medzi Necpalmi, Krížnou, Turčianskymi Teplicami a Blatnicou bola spracovaná s cieľom orientačného kvantitatívneho zhodnotenia prestupu podzemnej vody do sedimentov priľahlej Turčianskej kotliny. Podľa správy „... v roku 1970 došlo k určitým nepresnostiam pri meraní odtoku a preto ho

(*tento rok*) nebolo možné bilančne zhodnotiť...“. Zrážky sa vyčísl'ovali z máp izohyet, celkový odtok sa meral na 11 merných objektoch, úhrnný výpar bol spracovaný na základe údajov zo staníc v Bodorovej, Banskej Bystrici, Korytnici a na Krížnej Budykovou metódou. Retenčný rozdiel (zmena zásob podzemnej vody) bol vzhľadom na porovnanie odtoku na začiatku a na konci bilančných období zanedbaný (sumárny odtok 1. 11. 1968:  $1\,559\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , sumárny odtok 31. 10. 1969:  $1\,420\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  => rozdiel  $-139\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ; sumárny odtok 31. 10. 1970:  $1\,299\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , sumárny odtok 31. 10. 1971:  $1\,381\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  => rozdiel  $+82\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). V hydrologickom roku 1969 sa zistil merný odtok z oblasti  $12,3\text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (383 mm) a predpokladaný sumárny prestup do kvartérnych a neogénnych sedimentov Turčianskej kotliny vychádzal na  $361\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $2,73\text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ; 86 mm). V hydrologickom roku 1971 bol vypočítaný skrytý sumárny prestup  $336\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (merný skrytý odtok  $2,57\text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2} = 81\text{ mm}$ ) pri celkovom mernom odtoku vody z oblasti  $13,9\text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ; 437 mm).

Realizované merania prietoku preukázali skryté prestupy podzemnej vody do menších povrchových tokov medzi krajom „karbonatickej kryhy“ a obcou Ďanová (Zápotočie a jeho prítoky). V priebehu toku Gaderského potoka sa zistili významné skryté navýšenia prietoku v oblasti Vrátnej doliny (asi 1,5 km úsek horného toku so skrytým prírastkom  $1161\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a na Blatnickom potoku boli zdokumentované najmä prírastky v oblasti Rakytovskej doliny ( $106\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a odtok z malého povodia Praženej dolinky ( $73\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Nejednoznačné výsledky (striedanie strát alebo skrytých prírastkov prietokového množstva) sa zistili v oblasti sútoku Blatnického a Gaderského potoka. V povrchových tokoch v oblasti Mošoviec sa zistilo skryté zvýšenie prietokového množstva 2 x po  $20\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (potok Rybník a bezmenný tok sv. od obce). Pri východnom okraji obce Rakša sa na úseku dlhom 400 m zistilo významné zvýšenie prietoku potoka Dolinka ( $56\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , z toho  $24\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v sústredenom odtoku z prameňa). Severozápadne od Hája, už v úseku v terciérnych sedimentoch, bol zaregistrovaný skrytý prestup  $68\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , podľa autorov správy pravdepodobne podmienený eleváciou spodnokriedových vrstiev v oblasti jz. od Rakše. V oblasti toku Žarnovica sa zistili zvýšenia prietoku až o  $112\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (oblasť Rožkového potoka), do tohto množstva však bola zahrnutá aj výdatnosť prameňa Žarnovica I (asi  $60\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Na základe sústredenia výstupov podzemnej vody predpokladali autori správy skrytý priebeh čiastkových synklinál v oblasti Praženej doliny, ale najmä v smere od Dedošovej doliny cez dolinu Selenec a Blatnickú dolinu do oblasti Mošovce – Rakša – Háj. Hydrogeologickou funkciou týchto štruktúrnych prvkov bolo sústredenie krasovej vody do koncentrovaných výstupov. Vysoký podiel výstupov podzemnej vody vnútri hydrogeologickej štruktúry Tlstej, resp. hydrogeologickej štruktúry vápencovo-dolomitckej kryhy chočského príkrovu medzi Necpalmi, Krížnou, Turčianskymi Teplicami a Blatnicou bol podľa Kullmana (in Kullman a Gazda, 1973) jednak odrazom zvrásnenia podložných súvrství, jednak odrazom prevahy dolomitov v litologickom zložení kryhy. Za najvýznamnejšie lokality skrytých prestupov vnútri kryhy sa považovali oblasť Dedošovej doliny ( $1161\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  na úseku 1,5 km), oblasť Praženej doliny v najvrchnejšej časti Blatnickej doliny ( $55\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a oblasť Rakytovskej doliny v Blatnickej doline ( $90\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Pri západnom okraji kryhy sa ako perspektívne uvádzali lokality sv. od Mošoviec, Rakše, Háj a v sútokovej oblasti Blatnického a Gaderského potoka so sumárnym skrytým prestupom 192 až  $322\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , vyčísl'eným na úrovni základného hydrogeologického výskumu.

V rámci výskumu (Kullman a Gazda, 1973) sa plánovalo aj 5 hydrogeologických vrtov do hĺbky 100 m. Pre technické ťažkosti spôsobené technologickými vlastnosťami horninového prostredia (drvené dolomity, dolomitový piesok až dolomitová múčka) sa zrealizovali iba dva: FK-1 pri obci Háj (nevýhlbený do plánovanej hĺbky, odskúšaný pri dosiahnutej konečnej hĺbke 55 m: čerpal sa  $6,2 - 6,5\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení o 19,0 m) a FK-2 pri Mošovciach (v hĺbke 41,7 m sa pre veľké naklonenie vrtnej súpravy z hľadiska bezpečnosti vrtanie zastavilo a vrt nebolo možné zabudovať a odčerpať). Po tomto dvojnásobnom neúspechu napriek celému radu rokovaní a pripisov zo strany GÚDŠ, ako aj napriek nariadeniam zo strany SGÚ nebolo možné prinútiť prieskumnú organizáciu (Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves) realizovať ďalšie vrtne práce v tejto oblasti.

Z hľadiska vodárenskej perspektívy sa v období tohto hydrogeologického výskumu hodnotilo ako zaujímavé aj územie tektonického okna krížňanského príkrovu v Dedošovej doline. V rámci výskumu sa tu vybudovali aj dva merné objekty na významnejších prameňoch (Dedošova dolina 1 a 2, pozorované dodnes). Pestrosť vystupujúcich súvrství vrchného triasu až jury na malej rozlohe ( $0,76\text{ km}^2$ ) a množstvo prameňov v tejto oblasti (10 prameňov s výdatnosťou  $> 1,0\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  s celkovou sumárnou výdatnosťou

39,0 – 42,5 l · s<sup>-1</sup>, stanovenou z nesústavných meraní; celkove 23 prameňov so sumárnou výdatnosťou 45,0 – 50,0 l · s<sup>-1</sup>) navodzovali predpoklad drenáže podzemnej vody zo širšieho okolia. Kullman (in Kullman a Gazda, 1973) odvodil rozlohu drénovanej oblasti na 3,2 km<sup>2</sup>.

Výsledkom tohto hydrogeologického výskumu, ktorý prebiehal v kombinácii s hydrogeologickým prieskumom Turčianskej kotliny, bolo vyčíslenie prírodných zdrojov a využiteľného množstva (v tom čase „zásob“) podzemnej vody v kategórii C<sub>2</sub> v oblasti Mošoviec 81,0 l · s<sup>-1</sup>/40,0 l · s<sup>-1</sup> a v oblasti obce Háj 88,0 l · s<sup>-1</sup>/58,0 l · s<sup>-1</sup> (pred lomkou sú prírodné zdroje, za lomkou využiteľné množstvo; Kullman a Gazda, 1973).

Hodnotenie prognózných prírodných zdrojov podzemnej vody Veľkej Fatry v rámci celoslovenských súvislostí vypracovali Hanzel, Kullman et al. (1984) v práci *Podzemné vody Slovenska a prognózy ich využitia*. V rámci pohoria Veľkej Fatry tu vyčlenil E. Kullman 6 významných hydrogeologických štruktúr mezozoických karbonátov stredného a vrchného triasu, na ktoré sa viažu významnejšie zdroje podzemnej vody:

- hydrogeologická štruktúra dolomitov a vápencov triasu chočského príkrovu (v našom ponímaní hronika) v najsevernejšej časti pohoria (v oblasti Krpelianskej vodnej nádrže) medzi Krpelňami, Šútovom, Kral'ovanmi a Ľubochňou,
- hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov obalovej série a hronika (chočského príkrovu, Ľubochňanka – Turčianska Štiavnička),
- hydrogeologická štruktúra triasových vápencov a dolomitov obalovej série a krížňanského príkrovu západne od Vlkolínca (mimo hodnoteného územia západnej časti Veľkej Fatry),
- hydrogeologická štruktúra krížňanského príkrovu južne od Ľubochňanskeho masívu (Necpaly – Liptovská Osada),
- hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov triasu štúreckého príkrovu medzi Motyčkami, osadou Rybô a Vyšnými Revúcami (mimo hodnoteného územia západnej časti Veľkej Fatry),
- hydrogeologická štruktúra vápencovo-dolomitovej kryhy hronika (chočského príkrovu) medzi Necpalmi, Čremošným, Kráľovou studňou a Riečkou.

Návrh prameňov do základnej pozorovacej siete na teritóriu Veľkej Fatry predložil v roku 1988 kolektív autorov E. Discantinyová, Š. Kveták a J. Gavurník. Návrh obsahuje stručnú klimatickú a geologickú charakteristiku územia a tabuľkový prehľad dovtedy pozorovaných prameňov na území, či už jednorazovo, alebo režimovo. V rámci krasovo-puklinových vôd v tomto pohorí uvádzajú základné charakteristiky výdatnosti pozorovaných prameňov Belá-Dulice – Lučecné, Belá-Dulice – Havranovo, Necpaly – Lazce, Horné Jaseno – Bazovská, Blatnica – Dedošova dolina I a II a Blatnica – Dolné Veterné v nami hodnotenej časti pohoria. V prípade prameňa Dedošova dolina I uvádzajú aj charakteristiky výtokových čiar: priemernú hodnotu  $\alpha_1 = 7,858 \cdot 10^{-3} \text{ d}^{-1}$  a  $\alpha_2 = 2,390 \cdot 10^{-1} \text{ d}^{-1}$  – prameň mal dva laminárne subrežimy. Priemery sa tu získali zo štyroch období poklesávania výdatnosti. Podobne to bolo aj v prípade prameňa Dedošova dolina II ( $\alpha_1 = 2,554 \cdot 10^{-3} \text{ d}^{-1}$  a  $\alpha_2 = 2,111 \cdot 10^{-1} \text{ d}^{-1}$ ). Hodnoty sa získali priemerovaním piatich údajov.

Stredoslovenské vodárne a kanalizácie, š. p., Žilina si objednali štúdiu, ktorá mala obsahovať hydrogeologickú preskúmanosť v okrese Martin a výber prognózných území zdrojov pitnej vody vhodných na vypracovanie samostatných projektov hydrogeologického prieskumu. Štúdiu vypracovali Ftorková a Golisová (1990). Na základe podrobne zdokumentovaného archívneho prieskumu následne vyčlenili na nami hodnotenom území západnej časti Veľkej Fatry tieto perspektívne oblasti – prognózne územia – spolu s návrhom prieskumných vrtov: alúvium Váhu v oblasti východne od obce Turany (úsek Krpel'any – Lipovec), oblasť prameňa Teplica/Teplička nad Krpel'ňami (a celá štruktúra triasových karbonátov hronika v oblasti Tlstej), oblasť Turčianska Štiavnička – Sklabinský Podzámok – Podhradie (vápencovo-dolomitické komplexy obalu a krížňanského príkrovu), oblasť alúvia – náplavového kužľa Blatnice – severne od Blatnice a oblasť triasových karbonátov jv. od Blatnice, oblasť nad prameňom Lazce v Necpalskej doline, oblasť východne od Rakše a Mošoviec, okolie obce Háj a oblasť pod sútokom Bielej vody a Žarnovky pod sedlom Malý Štúrec.

Vo vyčlenených oblastiach boli orientačne uvedené hodnoty predpokladanej výdatnosti trvalého odberu hydrogeologickými vrtmi. Pri ich vyčleňovaní sa zohľadnili faktory ako kvalitatívne ovplyvnenie podzemnej vody ľudskou činnosťou, bilancia, plošný rozsah štruktúry, už využívané pramene

a vrty, výsledky predbežných prieskumov a výpočty množstva podzemnej vody, ako aj zachovanie ekologického rázu krajiny.

V ďalších častiach vtedajšieho okresu Martin boli vyčlenené ešte perspektívne oblasti ako náplavový kužeľ Suchej Vrúce po Ležiacach a Turčiansky Ďur s podložnými karbonatickými zlepenkami neogénu, oblasť kvartérnych náplavov a zlepenčov neogénu v oblasti Moškovec – Jazernica – Čierna Voda, kvartérne náplavy Turca od Príbovíc po Košťany nad Turcom, oblasť Vrútok, oblasť severne od Trebostova, oblasti severne a južne od Kláštora pod Znievom, oblasť Slovenského Pravna a oblasť medzi Jasenovom a Rudnom.

V rámci zostavovania geologických máp v mierke 1 : 25 000 ako podkladu konečnej podoby geologickej mapy regiónu Veľká Fatra v mierke 1 : 50 000 sa priebežne spracúvali hydrogeologické pomery jednotlivých listov listokladu S-JTSK vo forme hydrogeologických textových vysvetliviek. Hydrogeologické pomery na vyhotovenie základnej geologickej mapy mierky 1 : 25 000, list M-34-111-A-a Borišov (ešte v starom Gaussovom-Krügerovom podklade), spracoval E. Kullman st. (in Polák a Kullman, 1978).

Na zostavení hydrogeologickej kapitoly v rámci listu Donovaly-4 (in Bujnovský et al., 1983) pracoval V. Dovina.

E. Kullman (in Bujnovský et al., 1985) spracoval hydrogeologické pomery na mapovom liste 26-344 Ružomberok-4.

K listu základnej geologickej mapy v mierke 1 : 25 000 Donovaly-2 (Polák et al., 1987) hydrogeologické pomery vyhodnotil E. Kullman.

List 26-343 Ružomberok-3 hydrogeologicky spracoval Dovina (in Bujnovský et al., 1988).

V rámci vysvetliviek k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 35 121 Donovaly-1 (Polák et al., 1990), spracoval hydrogeologickú kapitolu P. Malík.

P. Malík je aj autorom kapitoly o hydrogeologických pomeroch na listoch 36-123 Krížna a časti listu 36-141 Staré Hory (in Bujnovský et al., 1995).

Zakovič et al. (1990) vo vysvetlivkách k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list 26 Žilina, vyčlenili v rámci Veľkej Fatry ako perspektívnu vodárensky dôležitú hydrogeologickú štruktúru karbonátov hronika (vtedy chočského príkrovu) v severovýchodnej časti pohoria. Tvoria ju triasové karbonáty hronika v oblasti medzi Krpelňami, Šútovom, Kral'ovanmi a Ľubochnňou. Podľa Zakoviča (1990) má rozlohu 17,6 km<sup>2</sup> a odvodňuje sa prameňmi s celkovou výdatnosťou nepresahujúcou 60,0 l · s<sup>-1</sup>. Predpokladaný merný odtok podzemnej vody je 12,0 – 13,0 l · s<sup>-1</sup> a predpokladaná infiltračná kapacita minimálne 200 l · s<sup>-1</sup> podzemnej vody. Spomínaný autor na základe tejto orientačnej bilančnej kalkulácie očakával masívnejšie skryté prestupy (100 – 140 l · s<sup>-1</sup>) podzemnej vody zo štruktúry do oblasti náplavov Váhu, Ľubochnianky alebo na západ pod Turčiansku kotlinu.

V rokoch 1991 až 1993 P. Malík, J. Michalko a S. Rapant na základe kombinácie hydrologických metód, hydrogeochemických metód a metód izotopového výskumu sa pokúsili stanoviť infiltračné oblasti významných krasovo-puklinových prameňov viazaných na triasové karbonáty veporika v celej Veľkej Fatre (Malík et al., 1993). Okrem toho sa venovali charakteristike zmien izotopového zloženia δ<sup>18</sup>O vody významných krasových prameňov vo Veľkej Fatre viazaných na veporikum a tatrikum, zostaveniu orientačnej hydrologickej bilancie na vyčlenenie infiltračných oblastí niektorých z prameňov a hľadaniu súvislostí medzi charakteristikou obehových ciest a izotopovým zložením síry nachádzajúcej sa vo vode z rozpustených sulfátov. Na vyčlenených plochách hydrogeologických štruktúr, prípadne ich menších celkov sa sledoval vzťah vystupovania odkrytých karbonátov a priebehu siete povrchových tokov, pod najnižšími miestami vystupovania vápencov a dolomitov každého celku v pohorí boli vytýčené profily merania prietoku. Takto vyčlenených miest na povrchových tokoch bolo približne 270, merania sa vykonali v spomínanom 3-ročnom období 1 x ročne. Prepočet jednorazového merania prietoku vodného toku na predpokladanú priemernú ročnú hodnotu sa vykonal percentuálnym porovnaním prietoku režimovo pozorovaných prameňov a povrchových tokov v deň merania s priemernou ročnou hodnotou výdatnosti prietoku. Pri ďalšom postupe sa odhadli hodnoty merného odtoku podzemnej vody podľa rovníc, ktoré zostavil Kullman (1990) pri hodnotení reprezentatívnych uzavretých krasovo-puklinových štruktúr kryhy Veľkého Choča a harmaneckej synklinály. Z týchto empirických rovníc sa z každého celku vo Veľkej Fatre vypočítal infiltračný potenciál tvorby podzemnej vody, ktorý

sa potom porovnával so skutočným, nameraným, resp. prepočítaným odtokom. Na základe sledovania pomeru izotopového zloženia  $\delta^{18}\text{O}$  vody v rámci 9 odberov s periódou zhruba 1 x za 6 týždňov sa stanovil korelačný vzťah priemerného izotopového zloženia kyslíka  $\delta^{18}\text{O}$  a priemernej nadmorskej výšky infiltračných oblastí jednotlivých zdrojov:

$$\delta^{18}\text{O} = -0,0097 H - 9,975,$$

kde H je nadmorská výška [m]. Podľa uvedenej rovnice sa hodnotili potenciálne infiltračné oblasti viacerých významnejších prameňov vo Veľkej Fatre. V jej západnej časti to boli pramene Havranovo-Lučecné (Belá-Dulice), Hradská (Podhradie) a Teplica (Turčianska Štiavnička). Na základe vysokej rozkolísanosti izotopového zloženia kyslíka a zvýšeného obsahu ťažšieho izotopu v priemernom izotopovom zložení sa zároveň zistila, resp. potvrdila predchádzajúca cirkulácia vody v povrchových tokoch v prípade prameňov Havranovo (Belá-Dulice) a Lazce (Necpaly). Vychádzajúc z izotopových analýz sulfátov rozpustených v podzemnej vode prameňov, zistil sa kontakt so spodnotriasovými sadrovcovonosnými verfénskymi bridlicami v prípade vody prameňov Lazce v Necpalskej doline a Hradská v Podhradí.

Merania prietoku ukázali, že erozívne (tektonické) okná majú vo vzťahu k okoliu drenážnu funkciu, spojenú s prírastkom prietokového množstva po prúde. V niektorých prípadoch sa zistila hydraulická pasivita – nekomunikovanie s okolím. Ukázalo sa, že táto drenážna funkcia je odrazom stavu prietoku, a najmä vo vyšších častiach dolín v suchých obdobiach prestupujúce množstvo z drénovaného okolia klesá temer až na nulu.

Na uvedené práce nadväzovala aj diplomová práca Mičkovéj (1993), ktorá bilančne porovnávala viacero hydrogeologických štruktúr veporika a tatrika v severnej časti Veľkej Fatry. V roku 1994 Malík et al. (1993) doplnili výsledky práce o analýzy deutéria a  $^{13}\text{C}$ . Mansell (1994) pritom vyčlenil niekoľko charakteristických druhov režimových zmien v súvislosti s charakterom krasových prameňov a s hĺbkou obehu vody vyvierajúcej v nich. Izotopové zloženie sulfatickej síry v rozpustených síranoch podzemnej vody významných prameňov vo Veľkej Fatre charakterizovali pomocou zmiešavacej krivky v prípade keuperského a verfénkeho geogénneho pôvodu rozpustených síranov. Výsledky tohto výskumu boli prezentované aj v práci Malíka et al. (1995) a Michalka a Malíka (1998).

Hydrogeologické pomery na území mapových listov 36-123 (Křížna) a 36-141 (Staré Hory) v rámci zostavovania príslušnej geologickej mapy (in Bujnovský et al., 1995) spracoval P. Malík.

Ten istý autor vypracoval kapitolu o hydrogeologických pomeroch Veľkej Fatry do textových vysvetliviek ku geologickej mape Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 (in Polák et al., 1997). V texte sú zosumarizované najvýznamnejšie zdroje podzemnej vody – využívané, resp. pozorované Slovenským hydrometeorologickým ústavom.

V roku 1992 sa skončil **vyhľadávací hydrogeologický prieskum západných svahov Veľkej Fatry**, ktorý vykonala IN GEO Žilina, a. s., pod vedením V. Šalagovej. Cieľom vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu bol komplexne zhodnotený hydrogeologický rajón M 023 *Mezozoikum chočského príkrovu západnej časti Veľkej Fatry* na základe doteraz vykonaných prác (bez realizácie prieskumných vrtov) s hodnotením prírodných zdrojov a využiteľných zásob podzemnej vody v kategórii C<sub>2</sub> a C<sub>1</sub>. Karbonatickú štruktúru hronika (chočského príkrovu) považuje Šalagová (in Šalagová et al., 1992) za odtokovo otvorenú, s dopĺňaním zásob výlučne zo zrážok, merateľným vstupom do štruktúry a odtokom, na obvode zjavným (pramene, povrchové toky) a tiež skrytým do susedných horninových komplexov. Prírodné zdroje hydrogeologického rajónu MV 023 boli vyčíslené z hydrogeologickej bilancie vyčlenením podzemného odtoku v množstve  $3\,509,6\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , z toho 93 % tvorí podzemný odtok (asi  $3,2\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) a 7 % povrchový odtok (asi  $0,3\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) z hydrogeologickej štruktúry kriedových karbonátov hronika (chočského príkrovu vo vtedajšom ponímaní). Podzemný odtok z erozívneho okna Dedošovej štruktúry, ktoré budujú horniny krížňanského príkrovu, bol stanovený metódou Fostera a predstavuje  $50\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

V rámci spomenutého vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu sa realizovali aj geofyzikálne práce, z ktorých bol pre hydrogeologické poznanie prínosný najmä súbor termometrických a rezistivimetrických meraní na povrchových tokoch (Drlička et al., 1987, in Šalagová et al., 1992). Vykonali sa v širšej oblasti tektonického kontaktu kotliny a pohoria v oblasti zistených alebo predpokladaných

významnejších skrytých prestupov podzemnej vody do povrchových tokov. Išlo o nasledujúce lokality a úseky tokov: Folkušová – potok Zápotočie, Gaderská dolina – úsek toku v Dedošovej doline, Gaderská dolina – tok Seleneč, Blatnica – Gaderský potok, Pražená dolina a Juriašova dolina – Blatnický potok, Blatnica – Blatnický potok, Mošovce – Čierna voda a Žarnovická dolina – Žarnovický potok. Výsledky poukázali na významné prestupy podzemnej vody do povrchových tokov v centrálnej časti hydrogeologickej štruktúry (analogicky s výsledkami Kullmana in Kullman a Gazda, 1973).

Hydrogeologické vrty a následné čerpacie skúšky sa pre nevyriešené konflikty záujmov v rámci tohto vyhľadávacieho prieskumu nerealizovali. Z technických prác sa realizovali iba práce súvisiace s výstavbou a rekonštrukciou merných zariadení na povrchových tokoch, prameňoch a vrtoch a zriadením zrážkomerných staníc v pohorí. Vybuďovalo sa 11 nových a zrekonštruovalo 9 starších merných prahov na povrchových tokoch. Pozorovania na nich potom prebiehali počas troch hydrologických rokov (1988 – 1990). Na sledovanie režimu podzemnej vody na prameňoch sa vybuďovali dva nové merné objekty (prameň Rosnička v Rakši a vyvieračka Biela voda v Čremošnom) a jeden merný objekt bol zrekonštruovaný (prameň Jazierko v Blatnici). Do monitorovania hladín podzemnej vody na vrtoch boli prevzaté vrty HVM-2 a HVM-3 v Mošovciach (Klúz et al., 1987), HMO-3 v Mošovciach (Valušiak, 1981) a HM-2 v Háji (Valušiak et al., 1984 – pôvodné označenie HTH-2). Pozorovania režimu podzemnej vody na novovybudovaných a opravených objektoch na prameňoch boli časovo totožné s pozorovaniami na povrchových tokoch, na vrtoch však prebiehali len počas 2 hydrologických rokov (1989 – 1990). Na juhozápadných svahoch Krížnej a v oblasti Kráľovej studne boli zriadené aj dve zrážkomerné stanice vybavené totalizátormi (pozorovania 1988 – 1990).

Hydrogeologické mapovanie realizovali vykonávatelia tohto vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu na ploche 208 km<sup>2</sup> (z toho reambulácia starších dokumentačných prác sa robila na ploche 153 km<sup>2</sup>). Zo 417 prameňov, ktoré boli takto zdokumentované, 334 malo výdatnosť < 1,0 l · s<sup>-1</sup>, výdatnosť 60 prameňov bola < 5,0 l · s<sup>-1</sup> a výdatnosť 23 prameňov bola > 5,0 l · s<sup>-1</sup>. Vzhľadom na fakt, že v čase prieskumných prác ešte nebola zostavená ucelená geologická mapa Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 (bola dokončená až v roku 1997 – Polák et al., 1997), neucelenosť geologických podkladov jednotlivých autorov spôsobovala problémy pri ohraničovaní hydrogeologických štruktúr. Hranice hydrogeologického rajónu M 023 vo viacerých prípadoch nezodpovedali plošnému rozšíreniu karbonátov. Merania prietoku na zistenie miest skrytých prestupov podzemnej vody do povrchových tokov a ich a kvantitatívne spresnenie sa robili 2x na 119 profiloch. Autori však konštatujú, že „... v *balvanitých náplavoch bystrinných tokov s veľkým spádom, kde dochádza v priebehu roka pri privalových vodách k zmene merného profilu a kde dosť veľký podiel vody preteká mimo profil v náplavoch majú výsledky (hydrometrovacích prác) orientačný charakter pri posudzovaní režimu vôd...*“.

Zaujímavé zistenia prináša porovnanie odberov vody z využívaných vodných zdrojov v hydrogeologickom rajóne M 023 v rokoch 1988, 1989 a 1990 (Šalagová et al., 1992) s údajmi uvedenými v kapitole 7 tejto práce. Môžeme konštatovať, že v porovnaní s rokom 1990 poklesol odber z porovnateľných prameňov o 79 % (na 21 % hodnoty z roku 1990) – ďalšie porovnanie nájde čitateľ v tabuľke 7.4, ktorá sa však vzťahuje na iné obdobie, než je hodnotené v správe z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992). Sumárny odber podzemnej vody z tohto rajónu v roku 1988 predstavoval 497,62 l · s<sup>-1</sup>, v roku 1989 to bolo 467,30 l · s<sup>-1</sup> a v roku 1990 spolu 565,10 l · s<sup>-1</sup>. Významným konštatovaním z hľadiska časového zaradenia začiatku niektorých odberov je, že v čase realizácie prieskumu sa pripravili na využívanie pramene Mača 1 a Mača 2 v Rakši a prameň Rožková v Žarnovickej doline.

Hydrologická bilancia a následné vyčíslenie prírodných zdrojov podzemnej vody v rámci tohto prieskumu realizoval kolektív autorov E. Kullman st., E. Kullman ml. a M. Drahoš. Bilancované územie malo plochu 203,85 km<sup>2</sup> a jeho priemerná nadmorská výška bola 873 m. Bilančný výpočet sa aplikoval na obdobie troch hydrologických rokov – 1988 až 1990. Na výpočet celkového výparu bola (prvý raz na území Slovenska!) aplikovaná metóda Thornthwaita, pričom verifikácia vypočítanej evapotranspirácie prebehla na povodí Bystričky v Lúčanskej Malej Fatre. Autori použili podklady zo zrážkomerných staníc Krížna, Blatnica, Turčianske Teplice, Staré Hory a Dolný Harmanec (priemerné zrážkové úhrny sa získavali z izolínií zrážok a v jednotlivých rokoch boli 1 118 mm, 985 mm a 1 091 mm), z klimatických staníc Krížna a Turčianske Teplice, pričom pri výpočte reálnej evapotranspirácie autori rátili s hodnotou

100 % saturácie pôdneho pokryvu s hrúbkou 80 mm. Výpočet reálnej evapotranspirácie bol kalkulovaný na troch staniách (Križna – 1 574 m n. m., Blatnica – 495 m n. m., Harmanec – 470 m n. m.). Jeho výsledky boli extrapolované na celé bilancované územie pri zohľadnení nadmorskej výšky a polohy staníc vo vzťahu k územi. Reálna evapotranspirácia sa takto vypočítala z celého územia a za jednotlivé hydrologické roky 1988 – 1990 v hodnote 510 mm, 490 mm a 495 mm. Sumárny odtok sa zisťoval jednak na povrchových tokoch, jednak podľa údajov z prameňov. Na povrchových tokoch to bolo z objektov 6 091 – Blatnický potok/Blatnica, 5 985 – Čierna voda/Mošovce-Rybník, 5 992 – Mošovce-Rybník, 5 969 – Rakša/Rakša, 5 974 – Dolinka/Rakša, 5 980 – Somolán/Háj, 5 965 – Žarnovica/Čremošné-motorest, 7 120 – Harmanecký potok/Dolný Harmanec a 6 050 – Studienky/Veľké studienky, pričom boli odrátané prítoky z objektu 6 060 – Gaderský potok/Dedošova dolina. Treba dodať, že poloha merného objektu 6 060 je až pod prítokom z doliny Veľké studienky (objekt 6 050), takže metodicky správne má byť objekt 6 050 zarátavaný do bilancie dvakrát, keďže jeho množstvo sa v rámci objektu 6 060 zo sumárneho odtoku odrátava. Zrejme vzhľadom na časovú nekompletnosť pozorovaní neboli zohľadnené ani hodnoty odtoku na objekte 6 093 Zápotočie/Ďanová, hoci sa v tejto oblasti predpokladal prestup vody z bilančnej oblasti cez kvartérne sutiny do potoka Zápotočie. Údaje z prameňov sa týkali pozorovaní výdatnosti prameňov vystupujúcich na okraji bilančnej oblasti a evidovaných vodárenských odberov z prameňov odvádzaných mimo oblasti. Využili sa aj údaje z Prameňa z tunela v Bystrickej doline (lokalita Harmanec; katalógové číslo SHMÚ 1 268), ktorý vystupuje na východnom okraji hydrogeologickej štruktúry. Do sumárneho odtoku sa započítavalo aj odoberané množstvo z vodárensky využívaných prameňov, ktoré sa odvádzali mimo hodnotenej oblasti: Zalámaná 1 (Harmanec, evidenčné číslo Hydrofondu 353 901), Zalámaná 2 (Harmanec, 353 902), Zalámaná 3 (Harmanec, 353 903), Harmanec-tunel (353 904 – hodnota týchto štyroch odberov bola stanovená spoločne podľa vodomeru na chlórrovni v Dolnom Harmanci), Čierno 1 (Harmanec, 353 909), Čierno 2 (Harmanec, 353 905), Čierno-zárez (Harmanec, 353 910 – hodnota odberov z prameňov Čierno bola stanovená taktiež spoločne podľa samostatného vodomeru na chlórrovni v Dolnom Harmanci), Vodopády 1 (Čremošné – Hydrofond SHMÚ nesprávne uvádza lokalitu ako „Mošovce“, 322 707), Vodopády 2 (Čremošné/„Mošovce“, 322 708), Pod Krahulčím (Blatnica, 322 745), Krahulčie (Blatnica, 322 746), Rakytov (Blatnica, 322 754), Mokrý Jasenok nad chatou (Blatnica, 322 747), Mokrý Jasenok pod chatou (Blatnica, 322 748), Blatnica 3 (Blatnica, 322 749), Vlčie bralo (Blatnica, 322 750) a vodárensky využívaný prameň Cibul'ová (Rakša, 322 751). Nejasné bolo zaradenie využívaného množstva z prameňov Mača 1 a Mača 2 v Rakši a prameňa Rožková v Žarnovickej doline v spomínanom bilančnom období, pretože sa upravili na využívanie v čase realizácie prieskumných prác. Priemerný odtok z celej oblasti z uvedených zdrojových údajov za jednotlivé roky 1988 – 1990 bol vyčíslený postupne na hodnoty  $3\,166\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $2\,787\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $2\,545\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Na výpočet zmien zásob podzemnej vody medzi bilančnými obdobiami sa aplikovala rovnica sumárnej výtokovej čiary  $Q = 1,96 \cdot e^{-0,00247 \cdot t} + 0,825 \cdot e^{-0,13024 \cdot t} + 2,021 \cdot e^{-0,44122 \cdot t}$ . Podľa tejto rovnice sa vypočítali zmeny zásob medzi začiatkami jednotlivých hydrologických rokov v hodnote  $\Delta R_{1988/1989} = -6,4\text{ mm}$ ,  $\Delta R_{1989/1990} = +3,1\text{ mm}$  a  $\Delta R_{1990/1991} = +8,3\text{ mm}$ . V porovnaní s orientačnou bilanciou v rokoch 1969 až 1971 (Kullman a Gazda, 1973; predpokladaný skrytý prestup 1969:  $361\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , 1971:  $336\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) vyšla hodnota skrytého prestupu podzemnej vody v rokoch 1988 až 1990 oveľa vyššia – v hydrologickom roku 1988 hodnota  $956\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v roku 1989 hodnota  $526\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v roku 1990 hodnota  $961\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerná hodnota skrytého prestupu podzemnej vody bola stanovená približne na  $814\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , s možnosťou poklesu v suchých obdobiach na  $526\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v zrážkovo bohatých rokoch s nárastom až na  $961\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Podľa uvedených výsledkov bola potom pre hydrogeologický rajón M 023 vyčíslená hodnota prírodných zdrojov  $3\,431\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (vrátane skrytých prestupov najmä do terciérnych a kvartérnych sedimentov Turčianskej kotliny),  $2\,617\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , resp. bez zohľadnenia týchto prestupov (ktoré predstavovali  $814\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ; t. j. 126,2 mm).

Na hydrogeochemické zhodnotenie sa odobralo celkovo 395 vzoriek na základný fyzikálno-chemický rozbor, z toho 365 vzoriek zo 72 prameňov a 3 prelivových vrtov, ako aj 30 vzoriek z 12 povrchových tokov (301 vzoriek na stanovenie stopových prvkov, 276 z podzemnej a 25 z povrchovej vody). Viaceré vybrané pramene sa v rokoch 1988 až 1991 sledovali 3- až 4-krát ročne. Z hľadiska kvality na pitné a úžitkové účely hodnotenej podzemnej vody sa konštatovalo, že podzemná voda mala všeobecne dobrú kvalitu, vyhovujúcu kritériám v tom čase platnej ČSN 75 7111 pre pitnú vodu. Zistila sa absolútna

dominancia vody typu Ca–Mg–HCO<sub>3</sub> s celkovou mineralizáciou od 254 do 439 mg · l<sup>-1</sup>, s výnimkou prameňov v hornej časti Dedošovej doliny (Ca–SO<sub>3</sub> typ; celková mineralizácia priemerne 958 mg · l<sup>-1</sup>). Je potrebné upozorniť na to, že v celej správe (Šalagová et al., 1992) je označovanie prameňov pozorovaných SHMÚ Dedošova dolina 1 a 2 vzájomne vymenené(!). V rámci vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu boli kvalitatívne zhodnotené aj povrchové toky (Gaderský potok, Dolné Veterné, Drobkova dolina), ktoré podľa vtedy platnej normy ČSN 75 7221 dosahovali čistotu I. triedy (Šalagová et al., 1992).

Hodnotenie hydrogeologických pomerov poukázalo na priaznivé podmienky na tvorbu a cirkuláciu podzemnej vody v karbonátovom komplexe necipalského a štureckého (vtedy ponímaného ako „chočského“ a „strážovského“) príkrovu Veľkej Fatry a možnosti perspektívneho zaistenia ďalšieho vodársky využiteľného množstva podzemnej vody vrtnými prácami, najmä v miestach skrytých prestupov do priepustných polôh neogénnej výplne Turčianskej kotliny a podložných mezozoických karbonátov. V povodí Gaderského potoka nevystupujú významnejšie pramene, jednotlivé vývery sú rozptýlené, ale merný odtok podzemnej vody z menších povodí (Drobkova dolina, Veľké studienky) je vysoký (okolo 12 – 14 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>). Menšie hodnoty z doliny Selenec a z úseku medzi hájovňou Škáp a ústím Gaderského potoka (okolo 8 – 10 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>) sú pravdepodobne spôsobené drenážou vyšších častí povodí do Blatnickej doliny. Významné prírastky sa v súlade s prácou Kullmana a Gazdu (1973) potvrdili v úseku medzi objektmi 6 060 a 6 065 (ústie doliny Veľké studienky až hájovňa Škáp), a to aj z porušených hornín kriedy krížňanského príkrovu. V Blatnickej doline sa meraním prietoku, ale aj rezistivimetriou a termometriou zistili nielen skryté prírastky prietoku (najmä pod prameňom Mokrý Jasenok – č. 269), ale aj jeho straty v oblasti prameňa Vlčie bralo (č. 184). V oblasti hornej časti obce Blatnica už od vyústenia Blatnickej doliny sa zdôraznila funkcia skrasovateného chrbta Plešovice. V tejto oblasti boli namerané skryté prítoky podzemnej vody iba z pravej strany toku a celkové zvýšenie prietokového množstva toku v uvedenej oblasti bolo odčítaním prietokov na objektoch 6 091, 6 040 a 6 070 za roky 1988 – 1990 vyčíslené na 152 l · s<sup>-1</sup>. Povodie Čiernej vody (SHMÚ č. 5 985) je v podstate odtokom podzemnej vody z veľkého plošného prameniska z extrémne porušených dolomitov s hlbokým obehom (~10 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, zvýšená teplota výverov ~12 °C, veľmi malý rozkyv hladín vo vrte HVM-2 ±0,39 m), kým susedné, južnejšie položené povodie potoka Rybník hydrogeologicky odráža vplyv nehlboko uloženého izolátora kriedy krížňanského príkrovu (~6 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, vyšší rozkyv hladín vo vrte HMO-3 ±1,58 m), keď sa pod jeho účinkom odtok podzemnej vody urýchljuje. Podobný účinok kriedového izolátora sa predpokladal aj v oblasti tokov Rakša a Dolinka v oblasti obce Rakša. Merný odtok podzemnej vody z oboch tokov vrátane zachyteného prameňa Cibul'ová (č. 43) bol 9,4 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>. Merania prietoku tiež poukázali na skryté prestupy podzemnej vody v povodí Dolinky. Odtok z rozptýleného prameniska západne od obce Háj (č. 4), ktoré bolo upravené drenážou, nebolo možné merať. Jeho výdatnosť sa v rámci prieskumných prác stanovila ako rozdiel vyčleneného podzemného odtoku medzi objektmi 5 980 (Somolán – Háj) a 5 977 (Somolán – Čremošné) v hodnote 50,8 l · s<sup>-1</sup>. Aj v medzipovodí medzi objektmi 5 965 (Žarnovica – Čremošné-motorest) a 5 940 (Žarnovica – Čremošné), 5 950 (Biela voda – Čremošné) a 5 960 (Bartoška – Čremošné) sa zistila vysoká hodnota merného podzemného odtoku (9,9 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>). Predpokladal sa vplyv prestupov podzemnej vody z triasových karbonátov krížňanského príkrovu v tomto erozívnom okne fatrika po zlomových líniiach, a to aj na základe prelivu z vrtu HM-3 (Pirman et al., 1991) 13 l · s<sup>-1</sup> (so zvýšeným obsahom síranov – 206 mg · l<sup>-1</sup>). V erozívnom okne fatrika v závere Dedošovej doliny sa zistili rozporuplné informácie: na jednej strane vysoká stálosť pozorovaných výverov Dedošova dolina 1 a 2 (katalógové čísla SHMÚ 664 a 665, čísla na hydrogeologickej mape 1 181 a 1 107), ich poloha na tektonickej línii a vysoká koncentrácia síranov v prameni Dedošova dolina 2, na druhej strane rozkyv teploty a prejavy turbulentného subrežimu na výtokovej čiare. Autori správy vyčlenili Fosterovou metódou pomerne veľký merný odtok z tohto erozívneho okna, a to ~17 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>. Perspektívne oblasti z hľadiska zachytenia podzemnej vody boli vytýčené v okolí Folkušovej, Blatnice a Mošoviec a v menšej miere v okolí Hája – vzhľadom na ochranné pásmo teriem v Turčianskych Tepliciach. Vnútri masívu boli prieskumnými geologickými prácami zdokumentované skryté prestupy do vodných tokov, najmä v oblasti Gaderského potoka a v obci Blatnica pred sútokom Blatnického a Gaderského potoka. Možnosti využívania tejto vody a technické riešenia ich zachytenia však podľa autorky bude možné spresniť až po realizácii vrtných prác a posúdení vplyvu



odberu ďalšieho množstva podzemnej vody na ekologickú stabilitu rajónu (Šalagová et al., 1992). Vzhľadom na technické ťažkosti spojené so zachytávaním rozptýlených výverov podzemnej vody v tektonicky porušených dolomitoch sa ako efektívnejšie navrhovalo ich zachytávanie horizontálnymi technickými dielami (štôlne, drény) a zachytávanie skrytých prestupov podzemnej vody do neogénnych súvrství Turčianskej kotliny hlbšími vrtmi na jej okraji. Komisia na klasifikáciu množstva podzemnej vody pri Ministerstve životného prostredia SR neskôr na základe výsledkov hydrogeologického prieskumu svojím rozhodnutím č. 29/97 schválila v hydrogeologickom rajóne M 023 prírodné zdroje podzemnej vody v množstve  $3\,510\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ako aj využiteľné množstvo podzemnej vody v kategórii C<sub>2</sub>  $198\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v kategórii C<sub>1</sub>  $588\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (v subrajóne povodia Váhu, ktorý sa nachádza na nami hodnotenom území, bolo stanovené využiteľné množstvo podzemnej vody v kategórii C<sub>2</sub>  $187,8\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v kategórii C<sub>1</sub>  $176,5\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

V rokoch 1999 – 2001 v oblasti hydrogeologickej štruktúry Tlstej v povodiach Gaderského potoka, Blatnického potoka a doliny Žarnovky pracovníci oddelenia hydrogeológie a geotermálnej energie Štátneho geologického ústavu D. Štúra realizovali práce hydrogeologického mapovania v rámci medzinárodného francúzsko-britsko-bulharsko-slovinsko-slovenského projektu s názvom **STALAGMITE**, sponzorovaného Európskou komisiou v rámci projektov série typu INCO-Copernicus. Okrem štandardnej hydrogeologickej dokumentácie sa vyhodnotili aj výtokové čiary prameňov v tejto štruktúre (Malík et al., 2002).

V roku 2002 diplomovú prácu na tému *Hydrogeologické pomery povodia Gaderského potoka* vypracovala Terézia Bvocová a diplomovú prácu na tému *Hydrogeologické pomery povodia Blatnického a Žarnovického potoka* Gabriela Gubanová. Využili materiál zhromaždený pri prácach na projekte INCO-Copernicus s názvom STALAGMITE.

V rokoch 2005 a 2006 publikoval P. Malík v domácej i zahraničnej tlači časť výsledkov tohto projektu – hodnotenie senzitivity podzemnej vody vo vzťahu ku kontaminácii podľa výtokových čiar prameňov v oblasti Tlstej (Malík, 2005a, 2005b, 2006).

## **Hydrogeologická preskúmanosť z hľadiska termálnej vody v Turčianskych Tepliciach a Mošovciach súvisiaca so západnou časťou Veľkej Fatry**

### ***Oblasť Turčianskych Teplíc***

V oblasti styku pohoria Veľkej Fatry s kotlinou sa v Turčianskych Tepliciach realizoval celý rad balneologických prieskumov zameraných na termálnu vodu. Dočasné ochranné pásmo kúpeľov navrhol v r. 1959 O. Franko. Zahŕňalo aj oblasť termálnej vody v Mošovciach a oblasť terciérnej výplne tzv. Teplíckej panvičky. Infiltračná oblasť nebola do širšieho ochranného pásma zahrnutá a na tento účel sa prieskum neuskutočnil.

Prvý štruktúrny hydrogeologický prieskum výverov termálnej vody v Turčianskych Tepliciach spojený s hĺbením hydrogeologických vrtov realizovali v rokoch 1965 až 1967 P. Tkáčik a M. Klago (Tkáčik a Klago, 1967). Uskutočnilo sa 12 nových hydrogeologických vrtov a robili sa režimové pozorovania výdatnosti, teploty, voľného CO<sub>2</sub>, HCO<sub>3</sub> a H<sub>2</sub>S na starých aj novovybudovaných objektoch. Autori konštatovali zvýšenie využiteľného množstva termálnej vody o 12 až 15 l · s<sup>-1</sup> v dôsledku realizácie vrtných prác (najmä vrty TJ-20 a TJ-5).

Revíziu dočasného pásma robil Tkáčik (1975), ktorý vykonával balneologický prieskum v Turčianskych Tepliciach aj v rokoch 1960, 1967 a 1970 (podľa Šalagovej et al., 1992). V roku 1961 tu predtým ten istý autor spracoval registráciu minerálnych prameňov v okrese Martin (Tkáčik, 1961). Revíziu registrácie vykonávali Rebro et al. (1983).

V rokoch 1981 – 1983 zhotovil geologickú mapu ochranného rajónu kúpeľov Turčianske Teplice v mierke 1 : 25 000 kolektív autorov vedený J. Gašparikom (Gašparik et al., 1984). Mapa zobrazuje aj územie západných svahov Veľkej Fatry a obsahuje aj viacero geologických rezov objasňujúcich úložné pomery v oblasti Turčianskych Teplíc. V správe sú zhrnuté aj výsledky starších prác a celé územia bolo neskôr zobrazené na geologickej mape Turčianskej kotliny (Gašparik et al., 1993). Najcennejším podkladom sú tu však geologické interpretácie vrtov GT-7 až GT-9 a GT-14 v oblasti medzi Blatnicou

a Mošovcami a štruktúrno-geologického vrtu GHŠ-1 z. od Hornej Štubne, uvedené na mape stratigrafických horizontov na základe vrtov – prílohe 3 spomenutej záverečnej správy.

V roku 1991 sa skončil prieskum ochranného pásma kúpeľov Turčianske Teplice (Pirman a Potyš, 1991), ktorý sa začal realizovať súbežne s vyhľadávacím hydrogeologickým prieskumom západných svahov Veľkej Fatry (Šalagová, 1992). Predtým uvedení autori zhodnotili režim minerálnej vody v Turčianskych Tepliciach (Pirman a Potyš, 1990). V rámci úlohy ochranného pásma sa realizovali geologickoprieskumné práce na okraji pohoria Veľkej Fatry a Turčianskej kotliny, čiastočne zasahovali aj do pohoria. Boli vyhlásené štruktúrne vrty, hydrogeologické vrty aj mapovacie vrty, ktoré prispeli najmä k poznaniu štruktúrnej stavby oblasti styku pohoria a kotliny v úseku Háj – Rakša – Mošovce a overeniu, resp. potvrdeniu možnosti prestupu podzemnej vody triasového komplexu hronika do neogénnej výplne kotliny.

Hlavným cieľom prieskumných prác bolo potvrdenie názoru o infiltračnej oblasti termálnej vody, ktorú v zmysle Hynieho (1963) tvoria triasové karbonáty krížňanského príkrovu. Pôvodne sa výstup termálnej vody dával do súvisu s existenciou zlomu, ktorý utína z východnej stany kryštalinikum Žiaru (Maheľ, 1952). Prieskum I. Pirmana (Pirman a Potyš, 1991) potvrdil, že termálna voda Turčianskych Teplíc sa geneticky viaže na komplex hornín triasu krížňanského príkrovu. Infiltračnú oblasť termálnej vody tvorí štruktúra týchto hornín na západných svahoch Veľkej Fatry južne od kryštalinika Ľubochňanskeho masívu. V procese zostupu do podlažia Turčianskej kotliny sa infiltrovaná voda otepľuje a formuje svoje chemické zloženie interakciou s karbonátmi a evaporitmi. Uvedený komplex hornín predstavuje primárne prostredie tvorby turčianskoteplických teriem.

Výstup termálnej vody umožňuje systém zlomov na východnom okraji Turčianskej kotliny, nazývaný veľkofatranská tektonická línia. Prostredníctvom tohto systému vystupuje termálna voda do oblasti druhotnej akumulácie v karbonatických horninách hronika a bazálneho neogénu. V tomto prostredí sa dotvára chemické zloženie a fyzikálne vlastnosti termálnej vody jej miešaním s vlastnou podzemnou vodou uvedeného komplexu. Výverovú oblasť predstavuje tektonicky ohraničená kryha, v ktorej sú vytvorené najlepšie podmienky na výstup termálnej vody na povrch. V poslednej fáze výstupu prestupuje termálna voda horizontom plytkej podzemnej vody kvartéru, uprostred ktorej vytvára termálnu kopu.

V oblasti južnej časti Turčianskej kotliny sa zistilo porušené geotermické pole v dôsledku výstupu termálnej vody. V intervale 0 – 1 503 m sa zistil priemerný geotermický gradient  $40 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ . Hodnota tepelného toku ( $76,7 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ) dokumentuje zvýšenú geotermickú aktivitu oblasti (Pirman a Potyš, 1991).

Vonkajšiu ochranu prírodných liečivých zdrojov Pirman navrhuje zabezpečiť vymedzením ochranných pásiem I., II. a III. stupňa so špecifikáciou činností, potenciálne ohrozujúcich režim a kvalitu termálnej vody.

### ***Oblasť Mošoviec***

V oblasti Mošoviec vyhlásil v roku 1950 ZPAS Praha vŕtanú studňu na zásobovanie bytoviek a Poľnohospodárskej technickej školy pitnou a úžitkovou vodou (studňa PTŠ). Jej výdatnosť bola  $6,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a podzemná voda tu mala zvýšenú teplotu ( $19 - 20 \text{ }^\circ\text{C}$ ) a mineralizáciu ( $949 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ; Tkáčik, 1961, in Klago et al., 1976). Neskôr tu bol v roku 1966 vyhlásený hydrogeologický vrt HV-63 (Tužinský et al., 1967) s cieľom vybudovať nové odberné zdroje minerálnej vody v blízkosti detského kúpaliska. Mal hĺbku 63,0 m, zdokumentovaný bol voľný preliv  $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , teplota vody  $19,6 \text{ }^\circ\text{C}$  a jej mineralizácia  $1\,464 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ .

V rokoch 1974 – 1976 sa v areáli športovo-rekreačného zariadenia Drienok v Mošovciach realizoval hydrogeologický prieskum na zachytenie výverov minerálnej vody na prevádzkovanie prírodného kúpaliska (Klago et al., 1976). Predpokladalo sa zachytenie minerálnej vody s vyššou teplotou a vyššou výdatnosťou, než mali dovtedajšie zdroje – letné prírodné kúpalisko sa dovtedy plnilo z prírodných výverov na dne bazéna (pisciny). Bazén sa po vypustení plnil 3 až 4 dni, voda dosahovala teplotu maximálne  $19,5 \text{ }^\circ\text{C}$ . Predtým sa na lokalite vykonávali len sporadické prieskumy. Klago et al. (1976) uskutočnili na tejto lokalite v prvej etape prieskumných prác 21 prospekčných vrtov (MP-1 až MP-18 a J-1 až J-3) hlbokých 5,0, resp. 10,0 m (MP-11, -14, -16). V týchto vrtoch sa okrem skúmania geologického

profilu stanovoval obsah  $\text{HCO}_3^-$  a  $\text{CO}_2$  a realizovali sa merania teploty v ich dnovej časti, pričom sa definovali 3 anomálne oblasti so zvýšenou teplotou vody: v okolí jestvujúcej studne PTŠ, v okolí jestvujúceho bazénu a vo východnej časti areálu kúpaliska. Obsah  $\text{CO}_2$  bol pomerne nízky, väčšinou do  $100 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . V zistenej centrálnej anomálnej oblasti (okolie bazénu) sa potom realizovali dva hlbšie vrty (MP-19 a MP-20) hlboké 22,0 a 30,0 m. V oboch vrtoch sa zistila artézská hladina s prelivom  $0,45$  a  $3,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Vyvierajúca voda mala teplotu  $17$  a  $19,3 \text{ }^\circ\text{C}$  a mineralizáciu  $1\,157$  až  $1\,186 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Vrtmi sa prevažne overovalo neogénne martinské súvrstvie (ílovito-piesčité vrstvy, tufitické íly, karbonátové brekcie). Vo vrte MP-19 sa zistili pravdepodobne aj dolomity hronika. Minerálna voda sa zachytávala v neogénnych karbonatických brekciách. Treba podotknúť, že ani jeden z vrtov vyhlbených v tejto prvej etape prieskumu (MP-1 až MP-18, J-1 až J-3, MP-19, MP-20) nefiguruje v registri hydrogeologických vrtov Geofondu ŠGÚDŠ, hoci v spomenutej správe (Klago et al., 1976) sú podrobne zdokumentované.

V ďalšej etape sa na lokalite kúpaliska Drienok v Mošovciach zrealizovali dva záchytné hydrogeologické vrty: MZ-1 (do hĺbky 40,5 m) a MZ-2 (50,0 m; Klago et al., 1976). Z vrtu MZ-2 sa odporučilo využívať maximálne  $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  vody, z vrtu MZ-1 ako záložného zdroja maximálne  $5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , pričom vzhľadom na zistené silné hydraulické ovplyvňovanie jednotlivých vrtov je možné exploataciu realizovať len z každého vrtu samostatne (t. j.  $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  z celej lokality). Minerálna voda zo zdrojov MZ-1 a MZ-2 mala celkovú mineralizáciu  $1\,081$  –  $1\,245 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (Ca–Mg– $\text{HCO}_3$  typu) a teplotu  $18,5$  až  $21,0 \text{ }^\circ\text{C}$ . Autori predpokladali infiltračnú oblasť tejto vody na západných svahoch Veľkej Fatry, odkiaľ voda zostupuje do hĺbky 400 až 500 m a po výstupových cestách založených na okrajovom zlome sa akumuluje v priepustných súvrstviach bazálneho neogénu (Klago et al., 1976).

Vrábl'ová (1979) odobrala 2 vzorky vody zo studne na lokalite JRD Blažovce – Mošovce a konštatovala chemický typ vody Ca–Mg– $\text{HCO}_3$ , celkovú tvrdosť vody  $23,5$  –  $23,55 \text{ }^\circ\text{N}$ , celkovú mineralizáciu  $636$  –  $638 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  a vysoký obsah dusičnanov,  $56,6$  –  $62,8 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ .

Neskôr boli v oblasti Mošoviec vyhlbené tri hydrogeologické vrty s priemernou hĺbkou 50,0 m s označením HMO-1 až HMO-3 (Valušiak, 1981), ktoré dosiahli výdatnosť  $1,0$  –  $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pre problémy pri vrtaní a odčerpávaní sa prieskumné práce pozastavili. Na základe ôsmich uskutočnených hydrogeologických vrtov v tejto oblasti, následných hydrodynamických skúšok a matematického modelovania prúdenia podzemnej vody bolo neskôr v oblasti Mošoviec schválené využiteľné množstvo podzemnej vody  $26,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (Klúz et al., 1987; výmer komisie KKZ č. 169-16/17-89). V okolí bolo vyhlbených aj viacero hydrogeologických vrtov (GM-5 až GM-7) na získanie nových poznatkov na vytýčenie ochranných pásiem kúpeľov Turčianske Teplice (Pirman a Potyš, 1991).

### **Hydrogeologický výskum a prieskum minerálnej vody na iných lokalitách**

Matejčeková (1984) realizovala v roku 1984 doplnkové fyzikálno-chemické rozborov minerálnej vody viacerých (41) zdrojov minerálnej vody v okresoch Banská Bystrica, Dolný Kubín, Liptovský Mikuláš, Martin a Žilina. Na nami skúmanom území to boli zdroje minerálnej vody v Rojkove: Jazero (LM-109), Kadlub na svahu (LM-110), Kyselka (LM-112), Pri kyselke (LM-113A) a V rašeline (LM-114H). Podľa ich výsledkov sa tu však nezaznamenali žiadne podstatnejšie zmeny oproti stavu zistenému v predchádzajúcich obdobiach.

### **Hydrogeologická preskúmanosť v oblasti Ľubochne, Kral'ovian a Krpelian**

Od jesene roku 1957 pracovníci Geologického ústavu Dionýza Štúra hodnotili geologické, inžinierskogeologické, hydrogeologické a hydrogeochemické pomery na potenciálne využitie vodnej energie Váhu medzi Ružomberkom a Kral'ovanmi. Išlo o potenciálne vodné dielo Rybárpole (r. km 65,70: hať s kótou hladiny 470,0 m n. m., výška stupňa 5,0 m), v. d. Černová (r. km 63,50: hať s kótou hladiny 465,0 m n. m., výška stupňa asi 8,0 m), v. d. Hrboltová (r. km 61,00: hať s kótou hladiny 459,0 m n. m.), v. d. Švošov (r. km 58,30: hať s kótou hladiny 454,0 m n. m., výška stupňa asi 8,0 m), v. d. Hubová (r. km 56,30: hať s kótou hladiny 447,0 m n. m., výška stupňa asi 8,0 m), v. d. Stankovany (r. km 52,60: hať s kótou hladiny 441,0 m n. m., výška stupňa asi 8,0 – 10,0 m) a v. d. Kral'ovany (hať s kótou hladiny 432,0 m n. m., výška stupňa asi 10,0 – 12,0 m). Záverečná správa z týchto prác bola datovaná k roku

1962, neskôr predatovaná na rok 1965. Pod správu sa podpísali E. Vaškovská a I. Vaškovský. V rámci práce sa zrealizovalo niekoľko desiatok vrtných sond, na ktorých sa vykonali aj vodné tlakové skúšky na určenie priepustnosti podložia budúcich priehradných profilov (po etážach 5,0 m pri tlaku 200, 400 a 600 kPa), ako aj množstvo dokumentovaných pôdnych vpichov. Boli vyčlenené vysoké terasy (60 až 85 m nad súčasnou úrovňou Váhu, málo výrazné, najmä medzi Rojkovom a Kľačanmi), stredné terasy (20 až 22 m a 10 – 12 m nad súčasnou úrovňou Váhu na jeho ľavej strane medzi Ružomberkom a Černovou a pri Hubovej a na jeho pravej strane v oblasti Hrboltovej, Švošova, Stankovian a nad železničnou stanicou Kľačany) a nízke terasy (7 – 9 m nad súčasnou úrovňou Váhu – najmä pod ústím Oravy, pričlenená pravdepodobne k würmu; Vaškovská a Vaškovský, 1965). Vo väčšine prípadov sa zistila hrúbka holocénnych alúvií Váhu v rozsahu 6,0 – 8,0 m, v oblasti Kľačanov však až 13,0 m. S. Gazda, ktorý podľa správy robil odbery vody a veľmi pravdepodobne aj ich vyhodnotenie, si všimol, že aj povrchová voda Váhu v oblasti Stankovian obsahuje agresívny voľný  $\text{CO}_2$  (ako aj podzemná voda vážskeho alúvia v oblasti Stankovian). Dával to do súvisu s výstupmi minerálnej vody v oblasti Rojkov – Stankovany, resp. so zlomom obmedzujúcim južný okraj Malej Fatry, pozdĺž ktorého môže vystupovať  $\text{CO}_2$ . Spomínaný autor potom analyzoval minerálnu vodu v Rojkove (zdroje V rašeliníšti, Železitý, Jazierko), v Stankovanoch (zdroje Na Záhradnom, Močiare), v Dierovej s. od Párnice, v Hrboltovej a vo Švošove. V správe boli stručne vyhodnotené aj hydrogeologické pomery (najmä priepustnosť a hladina podzemnej vody v mieste potenciálnych priehradných profilov), ako aj technologické vlastnosti hornín.

Zmena režimu podzemnej vody v kvartérnych náplavoch Váhu po vybudovaní vodného diela v Krpeľanoch spôsobovala v niektorých obdobiach podmáčanie pivníc obytných domov v Kľačanoch. Túto problematiku vo svojej diplomovej práci riešila Jitka Lenártová (1967). V rámci tohto riešenia boli spracované výsledky režimových pozorovaní od novembra 1965 do októbra 1966 na 21 pozorovacích objektoch, pozorovaných 3 x týždenne. Potvrďilo sa, že podzemná voda sa tu dopĺňa infiltráciou z Váhu v úseku medzi jeho sútokom s Oravou po miesto, kde sa stáča z v.-z. smeru. Podzemná voda prúdi rovnobežne s riekou pri všetkých stavoch. V období ľadochodu medzi 7. a 17. januárom 1966 bolo koryto Váhu vyplnené ľadovými kryhami a úroveň vody v rieke sa zvýšila až o 3,0 m, aj keď prietok bol malý ( $80 - 120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). V tom čase bola zvýšená hladina podzemnej vody v alúviu o 2,0 – 3,0 m a prenikla do pivníc obytných bytov. Naopak, počas najvyššieho prietoku,  $420 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  v auguste 1966, sa hladina podzemnej vody zvýšila len o 0,60 – 1,00 m.

Na úseku toku Váhu medzi Kľačanmi, Turanmi a Lipovcom (Vrútkami) sa uskutočnili režimové pozorovania hladín podzemnej vody, ktoré mali ozrejmiť príčinu občasného stúpania hladín podzemnej vody v tejto oblasti (Šalaga, 1967). Práce nadväzovali na predchádzajúci prieskum Struňáka a Pavúra (1965). Na lokalite Kľačany (relevantnej s naším územím) sa pozorovania realizovali na 24 objektoch (pozri tiež Lenártová, 1967). Hydrogeologickým vrtom HG-4 na západnom konci Kľačanov sa v podloží kvartéru zistili stredotriasové karbonáty. To sa pravdepodobne prejavilo iným režimom podzemnej vody sledovanej na neďalekom objekte T-31. Smer prúdenia podzemnej vody v tejto oblasti je približne rovnobežný s Váhom, pri ľadochode vo Váhu však nastáva spätné vzduťie hladiny pod vplyvom ľadových zátaras a následné zaplavovanie pivníc v obci pod vplyvom infiltrácie, najmä vo vzdialenosti do 100 m od toku a v dolnej časti obce.

Začiatkom sedemdesiatych rokov 20. storočia vypracoval Hydroconsult Bratislava návrh energetického využitia rieky Váh v úseku medzi obcami Bešeňová a Krpeľany a jeho ľavostranných prítokov Revúcej a Ľubochnianky realizáciou prečerpávacích vodných elektrární Vlkolínec, Salatín a hydrouzla Nolčovo (Rentka a Páleník, 1975). V priehradnom profile Vlkolínec na Revúcej mala dosiahnuť hladina vody pri maximálnom vzduťí v nádrži nadmorskú výšku 700 m (priehradné teleso vysoké 180 m), v priehradnom profile Kečka na Ľubochnianke 750 m n. m. (priehradné teleso vysoké 190 m). V oblasti Nolčova sa uvažovalo o podzemnej hydrocentrále umiestnenej do podzemnej kaverny dolomitového telesa. Rentka a Páleník (1975) vo svojej inžinierskogeologickej štúdií vypracovanej v rámci tohto návrhu upozornili na nebezpečenstvo obtekania ľavostranného zaviazania priehradného telesa PVE Vlkolínec a ložiska cementárskych surovín v tejto oblasti. Priehradné miesto Kečka v Ľubochnianskej doline hodnotili ako najvhodnejšie a nevylúčili možnosť lokalizácie podzemnej hydrocentrály s privádzačmi v oblasti Nolčova po spracovaní ďalších prieskumov.

Na dvoch jestvujúcich hydrogeologických vrtoch vybudovaných v rámci prieskumu Tc Turany (Kuchár, 1964, in Pohánková a Šalagová, 1976) sa v roku 1975 robili čerpacie a vzorkovacie práce s cieľom nanovo overiť kvalitu podzemnej vody v oblasti, kde sa okrem vybudovania vodného zdroja perspektívne počítalo s ťažbou štrku a výstavbou diaľnice (Pohánková a Šalagová, 1976). Odčerpávali sa vrty z predchádzajúceho prieskumu HG-200 a HG-300 (nie sú v databáze hydrogeologických vrtoch Geofondu!), pozorovali sa piezometre HG-200/1, 2, 3, 4, 5 a HG-300/1, 2, 3, 4, 5, 6, vodočet Váhu a vrt HG-100. Z vrtu HG-200 sa v roku 1975 čerpalo maximálne  $29,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení o 2,0 m, z vrtu HG-300 to bolo pri rovnakom znížení  $28,10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Voda Váhu bola podľa obsahu  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$  a bakteriologického oživenia silne znečistená, vo vode čerpanej z vrtu HG-200 sa zistil zvýšený obsah dusičnanov ( $14,0 - 16,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) a v oboch zdrojoch podzemnej vody sa zaregistrovalo mikrobiálne znečistenie. Vrty sa nachádzali v alúviu Váhu asi 1,75 km szs. od obce Nolčovo (HG-300), resp. 1,0 km szs. od obce Nolčovo (HG-200).

V areáli vtedajšieho pionierskeho tábora Prírodovedeckej fakulty UK pri rieke Ľubochnianke v Ľubochni sa v roku 1982 realizoval inžinierskogeologický prieskum (Lošonská, 1982a). V náplavoch Ľubochnianky boli vyhlbené štyri inžinierskogeologické sondy do hĺbky 5,0 m, resp. 6,0 m (bez toho, aby narazili na ich podložie). Hladina podzemnej vody tu bola zastihnutá v hĺbke 3,2 – 4,4 m pod terénom a ustálila sa v hĺbke 3,0 – 4,4 m p. t. Pokryvné piesčité „povodňové“ hliny boli overené v hrúbke 0,60 – 0,80 m. V tom istom roku, tento raz na severnom konci Ľubochnie, tá istá autorka uskutočnila inžinierskogeologické vrty v oblasti záhrady záhradkárskych služieb medzi Ľubochniankou a dvomi štátnymi cestami. Cieľom bolo posúdiť základové pomery dvoch trojposchodových bytoviek (Lošonská, 1982b). Zo štyroch sond do hĺbky 6,0 m ani jedna neoverila skalné podložie pod štrkovými riečnymi náplavmi. Podzemná voda tu bola zastihnutá v hĺbke 1,9 – 2,3 m p. t. a ustálila sa na úrovni 1,7 – 2,1 m p. t. Povodňové hliny a navážka sa zistili v hrúbke od 0,2 do 1,4 m.

Výstavbu diaľničného úseku diaľnice D1 Poluvsie – Ivachnová navrhoval Dopravoprojekt Bratislava v troch variantoch, z ktorých jeden mala byť vedený tunelom cez oblasť vodného zdroja Krpeľany (správnejšie Teplička/Teplica; dokumentačný bod 2 104) dolomitovým masívom hronika kóty 1 187 Kopa smerom k Ľubochni. Méryová (1985) posudzovala možnosť ovplyvnenia tohto vodného zdroja. Uvádza, že ho tvoria 3 pramene a v roku 1984 mal priemernú výdatnosť  $36,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , minimálnu výdatnosť  $31,20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a maximálnu výdatnosť  $42,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V čase vzniku posudku sa z tohto zdroja zásobovali obce Krpeľany a Nolčovo, ale pretože kapacita zdroja bola vyššia, uvažovalo sa aj o zásobovaní mesta Martin. Hydrogeologická charakteristika územia sa opierala o prácu Kullmana (Kullman a Gazda, 1973), ktorý pre celú „trosku“ – kryhu chočského príkrovu – s rozlohou  $17,6 \text{ km}^2$  predpokladal prírodné zdroje podzemnej vody približne  $180 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (merný odtok podzemnej vody  $\sim 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Z nich formou prameňov malo vystupovať na povrch len zhruba  $50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a asi  $130 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  malo unikať buď do vážskych náplavov a Krpelianskej priehrady, alebo prestupovať do sedimentov Turčianskej kotliny (detto v práci Zakoviča, 1990: pri mernom odtoku podzemnej vody  $12 - 13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  je infiltračná kapacita územia okolo  $200 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a pretože súčet výdatností prameňov nepresahuje  $60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , zvyšok podzemnej vody musí niekam prestupovať). Podľa posudku Méryovej (1985) by prvých asi 1,2 km tunela malo byť razených v paleogénnych bazálnych zlepencoch, ktoré tvoria priepustnejším dolomitom bariéru, a preto v miestach prerazenia styku zlepenčov a dolomitov možno očakávať prítoky privalového charakteru. Vzhľadom na možnosť zníženia výdatnosti až úplného zániku vodného zdroja „Krpeľany“ (Teplička/Teplica), prípadne znečistenia vody tohto zdroja autorka posudku z vodohospodárskeho a hydrogeologického hľadiska realizáciu tejto alternatívnej trasy neodporúčala.

V roku 1986 si Vodné elektrárne, k. p., Trenčín objednali štúdiu inžinierskogeologických pomerov lokality Horný Váh III, t. j. územia medzi Bešeňovou a Krpeľanmi, kde by sa mohol energeticky využívať Váh riečnymi stupňami – malými vodnými elektrárnami. Štúdiu spracoval kolektív autorov pod vedením A. Matejčka (Matejček et al., 1988). Na nami hodnotenom území vystupujú stupne projektovanej kaskády Kraľovany (13,439 MW) a Stankovany (6,914 MW) a územia sa čiastočne dotýkajú aj výsledky zistené v oblasti stupňa Švošov (6,914 MW; zátopa 6 ha na hladinu 454 m n. m.). Zaujímavým výsledkom tohto prieskumu (z hľadiska genézy minerálnej vody v Rojkove) bolo, že v podloží vážskeho alúvia v oblasti Švošova sa zistili bridlice karpatského keuperu. V oblasti stupňa Stankovany sa zistila hrúbka riečnej nivy od 8,5 do 11,8 m. Priepustnosť štrkov bola v tejto oblasti v štúdiu charak-

terizovaná koeficientom filtrácie  $1,5 - 1,9 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priepustnosť povrchovej vrstvy sa zisťovala in situ:  $k = 4,0 - 5,9 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Obsah  $\text{CO}_2$  v prameňoch minerálnej vody v Rojkove je od 300 do 2 000  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , obsah  $\text{H}_2\text{S}$  je nízky. Zvýšený obsah  $\text{CO}_2$  ani zvýšená teplota vody sa však v tejto oblasti počas spomínaného inžinierskogeologického prieskumu nezistili. V oblasti stupňa Kraľovany stúpa hrúbka kvartérnych sedimentov na 16,0 m. V podloží sa overil aj výskyt granitoidných hornín v tektonickom kontakte s mezozoickým nadloží, podľa geofyzikálnych prác aj na svahu vľavo od Váhu. Územie je tu výrazne tektonicky porušené. Rozkvyv hladiny podzemnej vody v oblasti Kraľovian bol v rozsahu 0,6 až 1,2 m, maximálne 2,5 m.

Zostavením inžinierskogeologického modelu pri posudzovaní stability prirodzeného svahu lokality Korbelka (pod rovnomennou štátnou prírodnou rezerváciou) a Havran (severne od Váhu, mimo nami hodnoteného územia) medzi Rojkovom a Lubochňou sa zaoberal vo svojej diplomovej práci Nikodém (1988). Uvádza sumárnu výdatnosť všetkých zdrojov na 5 lokalitách vystupujúcich na území s plochou  $5 \text{ km}^2$  (Franko a Mateovič, 1970, in Nikodém, 1988). Na tejto ploche je asi 16 zdrojov minerálnej vody s teplotou  $6,5 - 20,2 \text{ }^\circ\text{C}$ , výdatnosťou jednotlivých zdrojov  $0,001 - 30 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$  a sumárnou výdatnosťou všetkých zdrojov zhruba  $70 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$ . Voda je karbonátového, sulfátogénneho a silikátogénneho typu, uhličitá, menej uhličito-sírovodíková, výnimočne sírovodíková. Vyvierajú tu z triasových dolomitov krížňanského príkrovu (veporika), tie sú však prikryté fluvialnými sedimentmi.

Posúdenie stupňa nutnej ochrany podzemnej vody v okolí čerpaciej stanice pohonných hmôt (ČS PHM), ktorá sa v tom čase nachádzala v intraviláne obce Kraľovany, vykonali Šubjak et al. (1989). ČS PHM Kraľovany sa nachádzala v pravobrežnej údolnej nive rieky Váh (mimo priamo hodnoteného územia) a bola uvedená do prevádzky v roku 1961. V súčasnosti je už čerpacia stanica PHM na danej lokalite zlikvidovaná. Hladina podzemnej vody sa tu zistila  $3,75 \text{ m p. t.}$  V okolí ČS PHM sa odobrali 4 vzorky podzemnej vody v smere aj proti smeru jej prúdenia, ktoré vykazovali znečistenie ropnými látkami. Vzhľadom na to, že v smere prúdenia podzemnej vody sa nachádzal vodný zdroj, ktorým sa zásobovala obec Kraľovany, bol navrhnutý indikačný monitorovací systém (1 studňa) a priestor ČS PHM bol zatriedený do 1. stupňa nutnej ochrany.

V súvislosti s priehradným profilom, ktorý bol plánovaný v km 5,4 Lubochnianky asi 700 m severne od vyústenia doliny Vyšné Krátko, sa v roku 1991 urobil orientačný inžinierskogeologický prieskum (Ilavský, 1991). Budúca priehrada tu mala byť kamenitá, s jadrovým tesnením, s výškou  $79,8 \text{ m}$  (po kótu  $579,8$ ), v korune dlhá  $349 \text{ m}$ . Jej zátopná oblasť mala zaberať plochu  $2,15 \text{ km}^2$  a celkový objem nádrže mal byť  $68,4 \text{ mil. m}^3$ . Unikanie vody do susedných údolí sa nepredpokladalo. V mieste zaviazania hrádze sa nachádzajú vápence spodnej jury až spodnej kriedy.

V okolí čerpaciej stanice pohonných hmôt (ČS PHM), ktorá sa v tom čase nachádzala pri štátnej ceste I. triedy I/18 medzi Martinom a Kraľovanmi pri sz. okraji obce Turany, vykonali posúdenie stupňa nutnej ochrany podzemnej vody Šubjak et al. (1991a). ČS PHM Turany sa od roku 1973 nachádzala v pravobrežnej údolnej nive rieky Váh medzi vážskym kanálom a starým korytom v blízkosti potoka Studenec a Žatkovského potoka. Okrem vrtov, ktoré sú zdokumentované záznamovými listami Geofondu, sa sledovali aj ďalšie objekty – narazené studne (rúrové) v domoch č. 593, 436, 731 a 568, ako aj Žatkovský potok a Studenec. Z objektov sa odobrali vzorky vody na analýzu ropných látok (5 ks) a po jednej vzorke vody na chemický a hygienický rozbor. Hladina podzemnej vody bola zdokumentovaná len podľa archívnych správ v hĺbke  $2,60 \text{ m p. t.}$  (Arleth, 1964, in Šubjak et al., 1991a). Vzorky z domových studní domov č. 593 a 436 preukázali prekročenie najvyššej medznej hodnoty extrahovateľných látok (benzínu), podobne ako v prípade „lapolu“ kanalizačného zberača vedúceho od čerpaciej stanice a vzorky vody zo Žatkovského potoka. Vzhľadom na vodohospodársky význam oblasti, v ktorej sa ČS PHM nachádzala, ako aj blízkosť využívaných domových studní a dosah hladiny podzemnej vody na podzemné objekty ČS sa navrhla celková rekonštrukcia čerpaciej stanice a vybudovanie indikačného systému. Systém pozostával z jednej širokoprofilovej dočasnej studne hlbkej  $10 \text{ m}$  (s funkciou na pozorovanie a v prípade havárie ako sanačný objekt) a dvoch pozorovacích vrtov s hĺbkou  $1 \text{ m}$  pod minimálnou hladinou podzemnej vody s priemerom  $150 \text{ mm}$ . Priestor ČS PHM Turany riešiteľský kolektív zaradil do 2. stupňa nutnej ochrany. V súčasnosti je už čerpacia stanica pohonných hmôt na danej lokalite zlikvidovaná.

Posúdením stability svahov vzhľadom na projektovanú výstavbu diaľnice medzi Hubovou a Ľubochňou (trasa vedúca potenciálnym tunelom popod sedlo Fatra a južne od Ľubochne a Hubovej) sa zaoberal vo svojej diplomovej práci Repka (1992). Riešenie stabilitej analýzy spojené s návrhmi sanačných technických opatrení však vykonal pri absencii technických prác, len na základe údajov z geofyzikálnych meraní.

V rámci zostavovania základnej hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry sa realizovali termometrické a rezistivimetrické merania (Filo a Švastová, 1994). Na toku Ľubochnianky sa premeriavali 3 úseky v celkovej dĺžke 8 km a na jej pravom prítoku Salatín (3 km) s krokom merania 2 m a meraniami teploty vody a jej mernej elektrickej vodivosti na oboch brehoch, v prípade dolného toku Ľubochnianky aj v prúdnici. Územia západnej časti veľkej Fatry sa týkajú len merania realizované na Ľubochnianke.

Zisťovanie obsahu rádionuklidov a celkovej rádioaktivity dnových sedimentov v krpelianskej priehradnej nádrži spolu s ďalšími piatimi umelými vodnými plochami v severných oblastiach Slovenska a siedmimi horskými plesami realizovala v rokoch 1996 – 1998 firma Uranpres Spišská Nová Ves (Mašlárová et al., 1998). Krpelianska nádrž bola vybudovaná v rokoch 1951 – 1957, vzdúva vody Váhu približne o 10,0 m na kótu 422,20 – 425,75, čím vzniká nádrž s celkovým objemom 8,3 mil. m<sup>3</sup>, úžitkovým objemom 4,0 mil. m<sup>3</sup> a zatopenou plochou 1,26 km<sup>2</sup>. Priemerný prietok Váhu je tu zhruba 70 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> a elektrárňou s tromi turbínami vyrába ročne priemerne 73,8 mil. kWh energie. Skúmali sa rádioaktívne izotopy draslíka <sup>40</sup>K, uránu <sup>238</sup>U, tória <sup>232</sup>Th, cézia <sup>137</sup>Cs, stroncia <sup>90</sup>Sr, plutónia <sup>239</sup>Pu a amerícia <sup>241</sup>Am. Prírodná rádioaktivita dnových sedimentov krpelianskej nádrže sa zistila ako nepatrne nižšia než priemerná rádioaktivita na Slovensku, pokiaľ ide o celkový dávkový príkon. Mierne vyšší oproti obvyklým pozadovým hodnotám bol iba obsah cézia <sup>137</sup>Cs. V dnových sedimentoch sa zistil vyšší obsah Cr (v jednom prípade až 505 ppm), ktorý pochádzal podľa všetkého z rieky Oravy (150 – 250 ppm). Koncentrácia uránu vo vode vodnej nádrže bola 0,002 mg · l<sup>-1</sup>, objemová aktivita <sup>226</sup>Ra 0,038 Bq · l<sup>-1</sup> a objemová aktivita <sup>222</sup>Rn 0,93 Bq · l<sup>-1</sup> – išlo o nízke hodnoty, podobne ako v prípade obsahu ťažkých kovov, ktorý bol väčšinou nižší ako detekčný limit alebo sa vyskytovali v nižšej než priemernej koncentrácii. Výnimkou bola koncentrácia As (0,002 mg · l<sup>-1</sup>) a Sb (0,002 mg · l<sup>-1</sup>), ktorých zdrojom je pravdepodobne ložisko Dúbrava v Nízkych Tatrách (Mašlárová et al., 1998).

Posúdenie 10 základných variantov trasy diaľnice Martin – Hubová podali Némethyová a Kalvodová (2000). V správe sa posudzujú vplyvy na vodný zdroj Lipovec pri Vrútkach, vodný zdroj Turany (oba mimo hodnoteného územia) a vodný zdroj Korbelka pri Ľubochni. Vodný zdroj Korbelka mal podľa citovaných údajov SeVaK Ružomberok priemernú výdatnosť 0,4 l · s<sup>-1</sup>, maximálnu výdatnosť 1,0 l · s<sup>-1</sup> a odber z neho bol iba 0,007 l · s<sup>-1</sup>. Pri jednom z variantných riešení by diaľnica D1 mala prechádzať tunelom Korbelka dlhým 5 700 m, pričom by mala prechádzať II. ochranným pásmom tohto zdroja a mohlo by nastať jeho ovplyvnenie. Ako riešenie náhradného zdroja za navrhovalo zachytenie prameňa Nižné Krátko južne od Ľubochne vzdialeného 4 000 m (priemerná výdatnosť 17,1 l · s<sup>-1</sup> podľa pozorovaní SHMÚ v rokoch 1970 – 1974).

### Hydrogeologická preskúmanosť v oblasti Turčianskej Štiavničky, Nolčova a Podhradia

Odborný posudok týkajúci sa výveru minerálnej vody v obci Podhradie vypracovali v roku 1968 Fatul a kolektív. Konštatovali, že na lokalite Podhradie vyvierajú 2 minerálne pramene na brehoch potoka asi 150 – 200 m od zakončenia obce jv. smerom na úpätie Veľkej Fatry. Prameň TM-11 na ľavom brehu sa nachádza blízko vyústenia odpadového potrubia z vodojemu, má nepravidelný tvar, priemer asi 0,4 m a hĺbku zhruba 0,2 m. Prameň TM-12 leží proti toku potoka vo vzdialenosti asi 50 m od spomínaného prameňa, je zachytený do drevenej kadluby (skruže) pretiahnutého tvaru, ktorá je značne poškodená, asi 2 – 3 m od potoka. Autori posudku predpokladali, že minerálna voda má pôvod z hlbších obzorov (asi 200 m) a vyviera po tektonickej poruche. Významný je však vplyv premiešavania minerálnej vody s obyčajnou vodou aluviálnych náplavov (Fatul et al., 1968). Bol navrhnutý prieskumný hydrogeologický vrt do hĺbky 25 m.

V roku 1982 diplomovú prácu s témou využitia geofyzikálnych geoelektrických metód pri riešení niektorých inžinierskogeologických problémov zosunov vypracoval Filo. Merania odporového profilo-

vania (OP), vertikálneho elektrického sondovania (VES) a veľmi dlhých vln (VDV) uskutočnil v oblasti zosuvných území Turčianskej Štiavničky a Sučian (hlinisko tehelne a Zadná brezina).

V období apríl 1982 až február 1984 sa vykonávali týždenné pozorovania režimu podzemnej vody na 23 objektoch (s označením J-100 až J-122) pre potreby predbežného inžinierskogeologického prieskumu hliniska pri Turčianskej Štiavničke (na ľavej strane Váhu oproti obci Kral'ovany) – hodnotenie stabilných pomerov. Zistila sa vyššia hladina podzemnej vody, než sa očakávalo. Potvrdilo to nutnosť sanačných opatrení horizontálnymi vrtmi. V nadväznosti na prechádzajúci prieskum sa realizovali práce spojené s odvodnením hliniska pri Turčianskej Štiavničke (Smolka, 1987). Celkovo sa uskutočnilo 9 zvislých jadrových vrtov do hĺbky 20 – 25 m (T-1 až T-9) ako pozorovacích objektov úrovne hladín podzemnej vody a 19 subhorizontálnych odvodňovacích vrtov s celkovou dĺžkou 2 560 m (individuálna dĺžka 120 – 150 m). Cieľom prác bolo zabezpečenie stability územia hliniska. Všetky vrty sa hĺbili v horninách paleogénu, resp. v ich zvetraninových produktoch.

Podrobný hydrogeologicko-pedologický prieskum na odvodnenie pozemkov Štátnych majetkov Martin vykonal v roku 1984 Krautschneider. Do územia západnej časti Veľkej Fatry spadala z 3 hodnotených lokalít len oblasť v katastrálnom území Sklabinského Podzámku s rozlohou 20 ha medzi Mestskou Bôrovou a Starou Bôrovou. Medzi sondami 48 a 49 sa tu nachádzal sústredený výver podzemnej vody (pod severnými úbočiami oblasti Nad Gíretovom). Navrhlo sa zlikvidovať ho výstavbou pramennej záchytky. Navrhnutá drenáž mala takéto parametre: Ø 6,5 cm, pri ukladaní do hĺbky 0,9 m a v rozstupe 14 m.

Hydrogeologické pomery v súvislosti s tvorbou inžinierskogeologickej mapy oblasti Martin – Vrútky v mierke 1 : 10 000 spracoval Bím (in Žembery et al., 1986). Územie znázornené na tejto mape zasahuje do oblasti západnej časti Veľkej Fatry iba svojím najvýchodnejším okrajom v oblasti Sučian.

Hanudeľová (1988) v rámci svojej diplomovej práce vyčlenila v území medzi Lubochňou, Turčianskou Štiavničkou a kótou 1 384 Kľak štyri geologické štruktúry podmieňujúce vznik a rozvoj svahového pohybu: plošné zosuvy na horninách paleogénu pokrytých delúviom, pomalé podpovrchové plazivé formy blokov (viazané na rozhrania komplexov s odlišnými fyzikálno-mechanickými vlastnosťami), plošné a prúdové svahové deformácie v horninách karpatského keuperu a prizlomové svahové deformácie. V práci cituje aj pozorované nasunutie paleogénnych bridlíc na štrky vážskeho alúvia [Šarík, 1959, in Hanudeľová, 1988: „V bloku č. 33 sú nasunuté sivozelené bridlice (paleogén) na pleistocénne hrubé štrkopiesky Váhu. Aj v iných miestach sme pozorovali, že prešmyky pôsobili v štrkoch najmä pri ich usporiadaní valúnov v smere prešmyku. Tieto poznatky sú veľmi dôležité a dokazujú, že tektonické pohyby sú veľmi mladé.“].

### Hydrogeologická preskúmanosť v oblasti Sklabine až Turčianskeho Jasena

Hodnotením vhodnosti prameňov Halmešová v Hornojasenskej doline na zásobovanie obyvateľstva obcí Horné a Dolné Jaseno, ako aj Horný a Dolný Kalník, resp. na výstavbu obecného vodovodu v rámci „Akcie Z“ sa zaoberal posudok Priščáka (1975). Potreba vody pre tieto zlúčené obce bola vypočítaná spolu na 2,02 l . s<sup>-1</sup>. Boli vytipované dva pramene zhruba 4 500 m jv. od j. okraja intravilánu obce Horné Jaseno. Výdatnosť prameňov meral od 5. 12. 1972 do 15. 8. 1975 tajomník MNV Horné Jaseno Ján Remeň. Prameň P1 mal v uvedenom období výdatnosť od 0,5 do 1,2 l . s<sup>-1</sup>, prameň P2 od 1,6 do 3,4 l . s<sup>-1</sup>. Voda niesla stopy po občasnej kontaminácii fekálneho pôvodu (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, *E. coli*) a vzhľadom na obsah CO<sub>2</sub> pôsobila značne korozívne na železo.

### Hydrogeologická preskúmanosť v oblasti Belej-Dulíc

V oblasti sv. od obce Belá-Dulice sa v roku 1990 realizoval inžinierskogeologický prieskum v súvislosti s novonavrhovaným vodojemom v Belej, prerušovacou komorou a trasou privádzacieho potrubia (Šikula, 1990). Pôvodná lokalita vodojemu a privádzacieho potrubia sa totiž nachádzala v zosuvnej oblasti. Napriek tomu, že práce boli vedené v úlohe pod názvom *Martin – privod vody z Necpál*, týkali sa okolia obce Belá-Dulice a Hornojasenskej doliny. V oblasti vodojemu boli vyhlbené 3 sondy do hĺbky 6,0 až 16,0 m a jedna kopaná sonda do hĺbky 1,8 m. Vzhľadom na strmosť svahu sa tu, s výnimkou najnižšie položeného vrtu TP-3, nezistila hladina podzemnej vody. V sonde TP-3 sa vo vode (narazená hladina



8,0 m p. t., statická 5,7 m p. t.) zistil agresívny CO<sub>2</sub>. V trase privádzača a zásobovacieho potrubia, ako aj pod prerušovacou komorou v dnovej oblasti Hornojasenskej doliny sa zistila narazená úroveň hladiny podzemnej vody v rozsahu 1,9 – 4,5 m p. t. a statická úroveň hladiny v rozsahu 1,45 – 4,2 m p. t.

Opisu hydrogeologických pomerov povodia Belianskeho potoka sa vo svojej diplomovej práci venoval Jaroš (2004). V práci boli zhromaždené údaje z hydrogeologického mapovania (dokumentácia prameňov), vykonávaného v rámci našej práce v západnej časti Veľkej Fatry, ako aj spracované časové rady prameňov pozorovaných SHMÚ: Havranovo, Havranovo-Lučecké a Lazce (Lazce v Necpalskej doline).

### Hydrogeologická preskúmanosť v oblasti Blatnice

V oblasti osady Sebeslavce naprojektoval Vodorozvoj Bratislava výstavbu priehradnej nádrže s výškou hrádze 52 m, objemom 33,14 mil. m<sup>3</sup> a maximálnou hladinou v úrovni 540 m n. m. (zaliata mala byť aj osada Sebeslavce). Vodná nádrž Blatnica mala byť dotovaná podzemnou štôľňou vodou Gaderského potoka v prietokovom množstve okolo 200 l . s<sup>-1</sup>. Inžinierskogeologické posúdenie lokality spracovali pracovníci IGHP, n. p., Bratislava v roku 1975 (Mesko et al., 1976). Okrem iného konštatovali v zátopovej oblasti náchylnosť celého pravého svahu na tvorbu zosuvov. Na jeseň 1975 bola cesta zhruba 100 m od priehradného profilu sanovaná v dôsledku porušenia prúdovým zosuvom. V ďalšej etape inžinierskogeologických prieskumov v súvislosti s vodnou nádržou Blatnica sa (zrejme na základe spomínaného posudku) už nepokračovalo.

Na kopanej studni KS-1 v Blatnici-Bujačej lúke sa pre miestne poľnohospodárske družstvo v dňoch 24. 6. – 15. 7. 1982 vykonávala poloprevádzková čerpacia skúška v trvaní 21 dní (Hrabovec, 1982). Zo studne sa odoberalo maximálne 2,30 l . s<sup>-1</sup> vody pri znížení o 0,90 m. Voda obsahovala koliformné baktérie, mala celkovú mineralizáciu 429 – 477 mg . l<sup>-1</sup>, celkovú tvrdosť 14,17 – 15,79 °N, no obsah NO<sub>3</sub><sup>-</sup> bol iba 9,4 – 21,5 mg . l<sup>-1</sup> a obsah SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 25,92 – 28,39 mg . l<sup>-1</sup>. Veľmi podozrivý bol obsah kationov draslíka, 9,0 – 9,7 mg . l<sup>-1</sup>.

V oblasti asi 400 m západne od obce Blatnica na hrane terasy Blatnického potoka sa nachádzalo miesto potenciálnej lokalizácie skládky pevného domového odpadu. Šimeček vo svojej správe z roku 1990 vyhodnotil a analyzoval „geofaktory“ v tejto oblasti. Konštatoval, že uvedená lokalita, situovaná v opustenom lome v najvyššej časti martinského súvrstvia („štrkovito-ílovitej fácií“), je podmienčne vhodná na výstavbu skládky, pretože sa nachádza v ochrannom pásme vtedy ešte Chránenej krajinskej oblasti Veľká Fatra. Podľa textu správy sa vrtom B-1 na lokalite nezistila prítomnosť podzemnej vody. V správe však chýba podrobná dokumentácia vrtov v oblasti.

### Hydrogeologická preskúmanosť v oblasti Necpál

Súbežne s geologickým výskumom, v tom čase prebiehajúcim v oblasti Veľkej Fatry, vykonal Bystrický (1955) prvé známe hydrogeologické posúdenie prameňa Lazce v Necpalskej doline, ležiaceho niekoľko desiatok metrov od kóty 562 na ľavom brehu potoka tesne pri jeho koryte. Výdatnosť prameňa podľa údajov vodohospodárskeho strediska bola zhruba 75 l . s<sup>-1</sup> a teplota vody asi 7,8 °C (apríl 1954). Podľa vtedajšieho názoru J. Bystrického nebol prameň krasový, pretože krasové prejavy sa v tejto oblasti viažu na gutensteinské vápence, ktoré v bezprostrednej blízkosti prameňa nevystupovali. Voda koluje v podrvených dolomitoch krížňanského príkrovu, prípadne v nadloží vystupujúceho hronika (vtedy „chočského príkrovu“) s puklinovou priepustnosťou.

Bujalka a Drobán (1959) neskôr vykonali ďalšie hydrogeologické posúdenie prameňa Lazce, doplnené už aj prvou chemickou analýzou vody v prameni. Rozborom z 10. 9. 1959 sa zistil obsah Fe<sub>celk</sub> 0,05 mg . l<sup>-1</sup>, nulový obsah dusičnanov, prítomnosť chloridov 5,0 mg . l<sup>-1</sup> a síranov 50,6 mg . l<sup>-1</sup>. Pôvod síranov zdôvodnil P. Bujalka rozpúšťaním evaporitických sulfátov sedimentov karpatského keuperu krížňanského príkrovu. Napájacia oblasť prameňa však nebola na základe rozporných tektonických poznatkov objasnená – nebolo jasné, či ide o jednu nádrž s nadložným „chočským príkrovom“ (hronikom), pretože prameň vystupoval na ľavej strane potoka, teda pod tým svahom doliny, kde vyššie úrovne úbočia sú už budované karbonatickými horninami „chočského príkrovu“. Po umelom preložení riečiska na pravú stranu doliny sa však dal už výver lepšie pozorovať (hoci časť vody stále ešte

prestupovala do štrkov alúvia, takže na prepade pozorovanom od r. 1957 sa registrovalo asi iba 50 % celkovej výdatnosti prameňa). Zistené maximum bolo  $306 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (30. 7. 1958), minimum  $100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (6. 11. a 4. 12. 1957). Teplota vody bola stála,  $8,5 \text{ }^\circ\text{C}$ , čo je zhruba o  $2,6 \text{ }^\circ\text{C}$  viac, ako je priemerná ročná teplota oblasti – predpokladal sa teda dlhší podzemný kolobeh a nie iba drenáž Necpalského potoka. To, že nemohlo ísť o takúto drenáž, vyplývalo aj z faktu, že v zrážkovo minimálnych obdobiach bol prietok prameňa väčší než prietok Necpalského potoka. Veľká výdatnosť prameňa svedčila o krasovom pôvode vyvierajúcej – v mieste výveru sa našli aj čiernosivé dolomitické vápence so žilkami kalcitu, aj sivé vápence, azda aniského veku, pod nimi. Podľa P. Bujalku pravdepodobne tieto vápence, z ktorých podzemná voda priamo vytekala, tvorili drenáž nadložných dolomitických súvrství. Zbernú (infiltračnú) oblasť prameňa kládol potom tento autor do miest rozšírenia vápencov a dolomitov krížňanského príkrovu. Voda však podľa neho pochádzala rovnako zo zrážok aj z povrchovej vody – najmä z hornej časti Belianskej doliny. Prietok potoka v Belianskej doline tu totiž nebol úmerný rozlohe povodia. Vychádzajúc z poznatkov J. Ilavského z roku 1952 (Ilavský a Červeňová, 1952), ktorý konštatoval, že chrbát medzi Belianskou a Necpalskou dolinou od Hroskovej až po Borišov je celkom bez vody, predpokladal spomínaný autor existenciu zbernej oblasti prameňa práve tu. Ďalšie, menej pravdepodobné možnosti predpokladal v hornej časti Necpalskej doliny, prípadne v časti Vrátna Gaderskej doliny. Podľa jeho odporúčaní sa pri zachytávaní prameňa bolo potrebné vyvarovať zárezu do skalného podložia a strelným prácam – prameň by sa mal postačujúco zachytiť cez štrkové náplavy potoka.

V procese definovania II. ochranného pásma prameňa Lazce v roku 1964 pracovníci Hydroprojektu realizovali stopovaciu skúšku za použitia  $5\,000 \text{ kg}$  kuchynskej soli a rozsiahle merania prietoku v Belianskej a Necpalskej doline (Svetík, 1964). Pri charakterizácii hydrogeologických pomerov vychádzali zo starších názorov Bystrického (1955; zopakované in Svetík, 1964), teda vzhľadom na názory o nekrasovatení dolomitov ho nepovažovali za krasový, ale tektonicky podmienený intenzívnym drvením dolomitov na zlome. Analogicky sa uvádzala výdatnosť prameniska asi  $75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , aj keď na základe merania prietoku v Necpalskej doline sa zistili skryté prítoky do Necpalského potoka zhruba  $640 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $348 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  nad prameniskom,  $888 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pod prameniskom, asi  $100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  odoberaných do vodovodu). Merania prietoku v Belianskej doline, ktoré robili pracovníci SHMÚ 26. 8. 1964 a 27. 8. 1964, preukázali trvalé straty prietokového množstva prakticky na celom jeho úseku od úrovne bočnej doliny Horný Borišov až po horárne nad obcou Belá-Dulice. Autor správy však predpokladal, že straty v hornom úseku po úroveň prameňa Havranovo (dok. č. na našej hydrogeologickej mape 1 376) sú kompenzované jeho výdatnosťou, teda že voda prameňa Havranovo má priamy hydraulický súvis s povrchovou vodou Belianskeho potoka. Výdatnosť prameniska v čase meraní bola  $155 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Na základe výškových pomerov a pretrvávajúcích prietokových strát následne autor správy predpokladal, že k dotácii vody prameňa Lazce dochádza v oblasti medzi prameniskom v Havranove a Krušovou dolinkou (pravostranný prítok) vzhľadom na minimálny výškový rozdiel medzi úrovňou prameňa Lazce ( $551 \text{ m n. m.}$ ) a erozívnou bázou Belianskej doliny. V druhej etape prác dňa 27. 8. 1964 medzi 11.31 a 11.38 hod. bolo do Belianskeho potoka približne v strede spojnice prameniska Havranovo a zaústenia Šindelnej doliny aplikovaných  $4\,600 \text{ kg}$  stopovacej látky – kuchynskej soli. Pripravilo sa  $6 \text{ m}^3$  koncentrovanej soľanky (100 % nasýteného roztoku  $\text{NaCl} - 350 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ ), zvyšných  $400 \text{ kg}$  sa vpravilo do potoka v priebehu ďalších 15 minút. Prietok v mieste aplikácie bol  $143 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Obsah chloridov sa pozoroval na záverečnom profile Belianskeho potoka ( $75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), na dvoch profiloch Necpalského potoka (nad prameňom Lazce a pod ním), vo vode vlastného prameňa Lazce, ako aj v prameni na pravom svahu Necpalskej doliny (pravdepodobne č. 698 alebo 705) a vo vode potoka Smrekov – pravého prítoku Necpalskej doliny. Odbery sa robili v období 27. 8. 1964 až 4. 9. 1964. Výsledky stanovení chloridov sú podrobne tabuľkovo zdokumentované v správe Svetíka (1964). Ani v jednom odbere a ani na jednom odbornom mieste nebol zaregistrovaný príchod stopovača. Pripisuje sa to dĺžke obehových ciest a rýchlosti pohybu podzemnej vody v dolomitickom prostredí medzi Belianskou a Necpalskou dolinou.

V alúviu Necpalského potoka, už v území mimo západných svahov Veľkej Fatry, bol v priestore zhruba  $1 \text{ km}$  jv. od okraja Žabokriek vyhlbený a odčerpaný hydrogeologický vrt HV-1 hlboký  $9,0 \text{ m}$ . Jeho cieľom bolo zásobovanie farmy ošípaných. Čerpacou skúškou trvajúcou 28 dní sa tu overilo a odporučilo množstvo  $8,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ktoré sa malo dosiahnuť pri znížení hladiny vody v studni o  $1,0 \text{ m}$ ,

t. j. 4,7 m od povrchu terénu. Z chemického a bakteriologického hľadiska kvalita vody vyhovovala, obsahovala však piesčitý sediment. Jeho odstránenie sa malo realizovať dodatočným odčerpávaním studne (Priščák, 1974).

Čiaru vyčerpávania prameňa Lazce na základe analýzy šiestich období poklesávania výdatnosti prameňa charakterizovali Kullman a Petráš (1979) ako jednoduchú, s jednoduchým exponenciálnym poklesávaním výdatnosti vyjadrujúcim laminárny režim prúdenia s priemernou hodnotou koeficientu vyčerpávania  $\alpha_1 = 0,006\ 005 = 6,005 \cdot 10^{-3} \text{ deň}^{-1}$ .

Valušiak a Novomestská (1981) navrhli a vyhodnotili hydrogeologický prieskum pozostávajúci z vyhlbenia a odčerpania štyroch hydrogeologických vrtov HLE-1 až HLE-4 v priestore pramenného zachytenia prameňa Lazce. Cieľom prieskumu bolo zachytenie rozptýlených nezachytených výverov v oblasti prameniska pomocou studní s hĺbkou 4,0 m. Spoločná čerpacia skúška však priniesla výsledok v podobe odporúčaného odberného množstva  $7,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , a teda nesplnila očakávania.

V tom istom období sa v Necpalskej doline vykonali čerpacie skúšky a im predchádzajúce vrtné práce (HNY-1 až HNY-2) v oblasti horárne Smrekov zhruba 300 m jv. smerom od prameňa Lazce – priložená situačná schéma v záverečnej správe je však v rozpore s týmto tvrdením, podľa ďalšieho textu išlo o oblasť pod pramenným záchytnom Lazce. Napriek tomu sa však poloha týchto vrtov – aj v našej hydrogeologickej dokumentácii – uvádza podľa priloženej situačnej schémy v záverečnej správe, pretože ich presná poloha sa nedala v teréne zodpovedne stanoviť. Vrty HLE-1 až HLE-4 a HNY-1 až HNY-2 sú zdokumentované v prílohách 3, č. 6 a na hydrogeologickej mape (príloha 1) pod číslami 21 až 26. Tento fakt si vysvetľujeme polohou prameňa Lazce pri okraji územia na 4 mapách Gaussovho-Krügerovho listokladu, čo v čase realizácie prieskumných prác pri absencii topografického zameriavania vrtov znejasňovalo ich lokalizáciu]. Cieľom týchto hydrogeologických vrtov bolo zachytenie rozptýlených pramenných výverov odvodnených povrchovým tokom Necpalského potoka s nemeranou výdatnosťou. Na základe spoločnej čerpaciej skúšky na vrtoch HNY-1 a HNY-2 sa odporučilo odberné množstvo  $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , miera dopĺňania vody z náplavov potoka či z podložných karbonátov sa však neriešila (Valušiak et al., 1981).

V roku 1982 sa v západnej časti Veľkej Fatry na objednávku Ing. Kullmana (GÚDŠ Bratislava) realizovali termometrické merania na toku Necpalského potoka. Správu o týchto meraniach podal Foltán (1983). V správe sú okrem týchto meraní zhodnotené aj termometrické merania na Podhradskom potoku medzi Košecou a Košeckým Podhradím (úsek 6 km) a Hrone (8 km dlhý úsek Červená skala – Val'kovňa) a termometrické a rezistivimetrické merania na Hornáde v oblasti Olcnavy. V oblasti prameňa Lazce sa na Necpalskom potoku termometricky zistilo presakovanie a vývery na ľavom brehu za vyústením odtekajúcej nevyužitej vody.

Stanovenie a vymedzenie pásiem hygienickej ochrany vodného zdroja Lazce pre Severoslovenské vodárne a kanalizácie Žilina vykonala v r. 1984 Sentkerestiová. Prameň Lazce charakterizovala ako líniový zdroj s dĺžkou 80 m, vytekajúci z alúvia aj skalných hornín. Zachytáva sa štôľňou na úrovni terénu. Nezachytáva všetku vodu, zhruba  $22,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  celkovej výdatnosti prameňa odteká nevyužitých do potoka. Navrhované stopovacie skúšky sa však nevykonali. Problémom pri zachytávaní prameňa je nedostatočne dimenzované odberné potrubie, schopné viesť iba okolo  $400 - 450 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Autormi ďalšieho hydrogeologického posudku prameňa Lazce boli v r. 1987 J. Dujčík a M. Vrábľová. S ohľadom na snahy o ďalšie zachytenie prebytkov prietokového množstva prameňa a zachytenie prameňa pri hájovni asi 1,5 km pod Lazcami dvakrát merali prietok na 20 profiloch v úseku zhruba od prameňa 05-089-02 (priesečnice na sever vedenej priamky s potokom) až po hornú časť obce Necpaly. Meranie preukázalo napájanie aj drénovanie náplavov v oblasti zdroja potokom. V oblasti horárne boli zdokumentované dve pramenné línie dlhé 100 až 150 m, jedna na úpätí svahu a druhá v alúviu medzi cestou a potokom, s výdatnosťou zistenou dvojnásobným meraním prietoku  $14,0$  a  $15,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Navrhlo sa ich zachytenie pozdĺžnym drénom. Výdatnosť prameňa Lazce po jeho zachytení podľa údajov vodární uvedených v tejto správe kolísala od roku 1975 do roku 1983 v rozmedzí od  $370,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  do  $1\ 060,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Autori správy vzhľadom na predchádzajúce zistenia P. Bujalku (Bujalka a Drobáň, 1959), že v zrážkovo minimálnych obdobiach je prietok prameňa väčší než prietok Necpalského potoka, aj vzhľadom na stálu teplotu prameňa  $8,1 \text{ }^\circ\text{C}$  svedčiacu o hlbšom obehu nepredpokladajú dotovanie prameňa vodou z Necpalského potoka. Údajne o tom svedčia aj výsledky porovnania chemických analýz prameňa

Lazce (stálosť chemického zloženia vody v rôznych klimatických obdobiach s hodnotou celkovej mineralizácie  $417,29 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1} - 429,91 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ), Necpalského potoka ( $M = 319,5 - 393,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) a Belianskeho potoka ( $M = 398,56 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). V správe však autori spomínali aj nie celkom vhodné umelé zásahy s cieľom zlepšiť výdatnosť prameňa. Dialo sa tak údajne v suchých obdobiach umelým zaplavaním záchytného areálu vodou z Necpalského potoka(!).

V nadväznosti na predchádzajúce práce Valušiake (Valušiak a Novomestská, 1981; Valušiak et al., 1981) mala spoločnosť Vodné zdroje v roku 1989 vybudovať ďalšie tri hydrogeologické vrty v oblasti prameňa Lazce hlboké 80,0 m a realizovať čerpaciu skúšku na jestvujúcom vrte HNY-1, nachádzajúcom sa na lúke pod hájovňou Bazové v oblasti rozptýlených pramenných výverov, ktoré boli zachytené do vyhlbenej ryhy (Nádašský et al., 1990). Po vybudovaní vrtu HNC-1 hlbokého 72,0 m však pri hĺbení vrtu HNC-2 sa voda vo vodnom zdroji Lazce začala zakaľovať pri dosiahnutej hĺbke vrtu 27,0 m. Potom sa vrtné práce skončili, vrt HNC-2 bol zabudovaný oceľovou perforáciou v rozsahu 4,0 – 27,0 m bez ďalšej čerpacej skúšky a nepokračovalo sa ani v hĺbení vrtu HNC-3. Následne sa počas 117 dní realizovala čerpacia skúška na vrte HNC-1 (6. 11. 1989 – 28. 2. 1990), pričom sa počas 99 dní čerpallo  $25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri ustálenom znížení hladiny o 14,10 m. Čerpaním sa ovplyvnila aj hladina podzemnej vody v okolí, vrty HLE-1 a HLE-3 úplne vyschli, hladina vo vrte HLE-4 klesala len mierne a hladina podzemnej vody vo vrte HNC-2 nebola ovplyvnená. Výdatnosť prameňa Lazce sa počas hydrodynamickej skúšky pohybovala od  $368,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  do  $578,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Toto množstvo sa následne aj odporučilo na stály odber, s maximálne dovoleným znížením hladiny podzemnej vody vo vrte o 20,0 m pod úrovňou terénu. Odoberaná voda mala dobré parametre chemického zloženia, bola však oživená koliformnými, mezofilnými a psychrofilnými baktériami, v závere čerpacej skúšky len psychrofilnými baktériami.

V oblasti pod hájovňou Bazové sa počas 20-dňového čerpania na vrte HNY-1 ( $1,40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) sledovalo aj ovplyvnenia hladín v susednom vrte HNY-2 a na troch vodočtoch. Dosah vplyvu čerpaného vrtu však bol vzhľadom na jeho malú hĺbku obmedzený, aj keď autori prieskumu konštatovali hydraulickú spojitosť pramennej ryhy a vrtu HNY-1.

Z uvedených faktov a priestorových údajov o hydrogeologických vrtoch HLE-1 až HLE-4, ako aj HNY-1 a HNY-2 (Valušiak a Novomestská, 1981; Valušiak et al., 1981) vyplýva značná nezhoda medzi údajmi o umiestnení týchto vrtoch uvedenými v správach z roku 1981 a aj vedenými v archíve Geofondu ŠGÚDŠ – registri hydrogeologických vrtoch – a konštatovaniami o pozorovaniach autorov Nádašský et al. (1990). Vyplýva to jednak z výškových údajov o vrtoch (zárubnice vrtoch: HNC-1 551,29 m n. m.; HNC-2 553,88 m n. m.; HNY-1 535,68 m n. m.; HNY-2 535,77 m n. m.; HLE-1 549,69 m n. m.; HLE-2 549,05 m n. m.; HLE-3 548,62 m n. m.; HLE-4 550,41 m n. m.; výška terénu v oblasti vrtoch: HNC-1 550,55 m n. m.; HNC-2 553,78 m n. m.; HNY-1 534,99 m n. m.; HNY-2 534,97 m n. m.; HLE-1 548,62 m n. m.; HLE-2 548,66 m n. m.; HLE-3 549,00 m n. m.; HLE-4 550,06 m n. m.). V prílohe tejto správy – v meračskej správe spracovanej Ing. Kost'ovom (in Nádašský et al., 1990) – sa však napokon nachádzajú takéto zamerania vrtoch: HNC-1 426 487,45/1 201 054,03 m; HNC-2 426 299,36/1 201 176,06 m; HNY-1 427 060,43/1 200 595,30 m; HNY-2 427 022,53/1 200 555,72 m; HLE-1 426 529,54/1 200 990,84 m; HLE-2 426 506,79/1 201 017,07 m; HLE-3 426 505,27/1 200 995,19 m; HLE-4 426 466,26/1 201 042,22 m. V registri hydrogeologických vrtoch archívu Geofondu ŠGÚDŠ (aj na našej hydrogeologickej mape!) sa však vrty HNY-1 a HNY-2 lokalizujú do oblasti nad vyústením doliny Smrekov do Necpalskej doliny a HLE-1 až HLE-4 niekde na spojnicu kót 1 155 Plavá a 1 107 Osičné (salaš v oblasti Uhliská). Zodpovedný čitateľ si príslušné priestorové údaje o hydrogeologických vrtoch na základe týchto informácií môže usporiadať sám.

### Hydrogeologická preskúmanosť v oblasti obce Háj

V oblasti obce Háj nadväzovali lokálne prieskumy na výsledky hydrogeologického vrtu FK-1 Háj (Kullman a Gazda, 1973). V roku 1984 tu boli vyhlbené vrty HTH-1 a HTH-2 (Valušiak et al., 1984) do hĺbky 60 m, resp. 58 m. Overená výdatnosť vrtoch nepresahovala  $6,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a potvrdili sa tak skúsenosti s obdobnými ťažkosťami pri vykonávaní technických prác v hydrogeologickom prostredí tektonicky porušených a zvetraných dolomitov (analogicky s oblasťou Mošoviec). Na lokalite sa v minulosti nachádzalo rozptýlené pramenisko, ktoré bolo upravené a drenážou zvedené do zbernej šachty s cieľom umožniť poľnohospodárske využívanie územia.

## Hydrogeologická preskúmanosť v oblasti vrcholového Harmaneckého tunela

Hoci sa vodárensky aj hydrogeologicky zaujímavé územie tzv. harmaneckej synklinály nachádza tesne pod južným, resp. jz. okrajom hodnoteného územia západnej časti Veľkej Fatry, predsa však dochádza k výstupu malej časti vody z harmaneckej synklinály prostredníctvom západného portálu vrcholového Harmaneckého tunela (dokumentačný bod č. 193 – prameň Čremošné – výver z tunela, pozorovaný SHMÚ pod katalógovým číslom 613). Vrcholový Harmanecký tunel, dlhý čas najdlhší tunel na území Slovenska, sa preslávil aj zásluhou korektnej predikcie geologických a hydrogeologických pomerov pri jeho výstavbe D. Andrusovom a Q. Zárubom-Pfeffermanom (Záruba-Pfefferman a Andrusov, 1937, 1939). V šesťdesiatych rokoch minulého storočia bola voda vytekajúca z jeho východného portálu zachytená a využívala sa na zásobovanie obyvateľstva Banskej Bystrice pitnou vodou. Problematiku využitia vody vrcholového „Veľkého tunela“ v Harmanci vzhľadom na napätú situáciu v oblasti zásobovania obyvateľstva pitnou vodou riešil Hotra (1982). E. Kullman a M. Rakús sa zamerali aj na riešenie ochrany, resp. vybudovania alternatívneho vodného zdroja za Veľký harmanecký tunel (1982).

Harmaneckou „synklinálou“ sa ako samostatnou hydrogeologickou štruktúrou v minulosti podrobne zaoberal Kullman (1987, 1989, 1990). Harmaneckú „synklinálu“ definoval ako južnú časť rozsiahleho stredno- a vrchnotriasového karbonatického komplexu hronika (v tom čase označovaného ako „chočský príkrov“), rozprestierajúceho sa medzi Necpalmi, Rakšou, Hornou Štubňou, Harmancom a Kráľovou studňou (kóta 1 384). Na skúmané územie západnej časti Veľkej Fatry siaha len svojou malou, najzápadnejšou časťou. Nepriepustné podložie je spolu s nadložným karbonatickým komplexom zvrásnené do synklinál a antiklinál s osami v smere SV – JZ až VSV – ZJZ. Rozloha takto definovanej štruktúry je 27,9 km<sup>2</sup>, jej priemerná nadmorská výška 963 m. V dekáde 1971 – 1980 bola ako uzatvorená hydrogeologická štruktúra obklopená mernými objektmi, pomocou ktorých dokázal Kullman vyčíslieť zrážkovo-odtokové vzťahy a stanoviť veľkosť evapotranspirácie z plochy povrchu tejto hydrogeologickej štruktúry. Empiricky stanovený vzťah medzi zrážkami a efektívnymi zrážkami, stanovený desaťročným pozorovaním v rokoch 1971 – 1980, vyjadril Kullman (1990) v rovnici  $O_z = 0,659 11 Z - 206,297 21$ , kde Z sú sumárne ročné zrážky [mm] a  $O_z$  sú efektívne zrážky, resp. špecifický odtok [mm]. Táto rovnica prispela k poznaniu podmienok tvorby podzemnej vody a k odhadu efektívnej infiltrácie v horských oblastiach budovaných horninami s krasovo-puklinovým typom priepustnosti.

Kvalita podzemnej vody s karbonátogénnou mineralizáciou ostáva síce na pomerne dobrej úrovni (vzhľadom na horský ráz infiltračných oblastí), kvalita vody vodárensky využívaného výtoku podzemnej vody z vrcholového Harmaneckého tunela bola ovplyvnená zvýšeným obsahom Na–Cl zložky, pravdepodobne pochádzajúcej zo zimnej údržby cesty I. triedy Banská Bystrica – Turčianske Teplice. Teleso cesty, stúpajúc na priesmyk Malý Šturec, celkove štyrikrát pretína povrchový priemet osi tunela (Hyánková a Fláková in Škvarka et al., 1991; Hyánková a Fláková in Némethy et al., 1992; Malík et al., 1993; Némethy, 1994). Pri posypovej norme 13 kg soli na 1 m<sup>2</sup> cesty počas zimného obdobia vychádza zvýšený obsah chloridov bilančne vyrovnaný. Hoci je obsah chloridov hlboko pod limitom normy pre pitnú vodu, jednako signalizuje riziko vyplývajúce z prítomnosti cestnej komunikácie nad týmto vodným zdrojom.

Dlhodobými trendmi zmien chemického zloženia vody vodného zdroja Harmanecký tunel sa zaoberala Fláková (1995, 1998). Trendové analýzy obsahu aniónov NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>-</sup> a Cl<sup>-</sup> za roky 1982 – 1994, 1987 – 1994 a 1981 – 1994 vykazovali stúpanie. Tieto analýzy časových radov sa urobili na základe podkladov prevádzkovej kontroly kvality vody StVaK Banská Bystrica, vykonávanými raz mesačne. Tieto zmeny poukázali na antropogénne vplyvy, podmienené existujúcimi zdrojmi znečistenia v území, ako je turistika, doprava, vykurovacie zariadenia a priemysel v Harmanci. Okrem toho sa na vodnom zdroji Harmanecký tunel sledovali zmeny kvality vody počas jarnej prietokovej vlny. Oproti vyvierajúcej v Jergaloch, kde sa zistili výrazné cyklické zmeny súvisiace s krasovým obehom s pomerne rýchlym prúdením vody, Harmanecký tunel má menej výrazné cyklické kvalitatívne zmeny. Vyrovnanejší priebeh koncentrácie HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> priamo súvisí s miešaním vody z čiastkových zdrojov, resp. vyrovnanejším obehom podzemnej vody v puklinovom dolomitovom prostredí.

## HYDROGEOCHEMICKÁ PRESKÚMANOSŤ

Hydrogeochemická preskúmanosť západnej časti Veľkej Fatry je pomerne bohatá. Zvyčajne je prepojená s regionálnymi, resp. lokálnymi hydrogeologickými prácami v oblasti. **Regionálne práce** boli zamerané predovšetkým na všeobecné hodnotenie kvantity a kvality vody spojené so zostavovaním účelových hydrogeologických a hydrogeochemických máp väčších oblastí. Cieľom prieskumných **prac menšieho rozsahu** bol takmer výlučne vyhľadávací alebo doplnkový hydrogeologický prieskum s cieľom zabezpečiť zdroje pitnej a úžitkovej vody spojený s posúdením kvalitatívnych vlastností existujúceho alebo potenciálneho vodného zdroja. Na niektorých významných vodných zdrojoch sa v minulosti realizovalo alebo aj v súčasnosti realizuje monitorovanie kvantity a kvality podzemnej vody.

**Prvé práce** zaoberajúce sa štúdiom procesov tvorby chemického zloženia podzemnej vody najmä vápencovo-dolomitických komplexov sú známe zo 60. rokov minulého storočia (Gazda a Kullman, 1964; Bubeník, 1964; Pilko, 1964; Banský et al., 1969). **Systematický hydrogeochemický prieskum** sa v oblasti Veľkej Fatry začal realizovať v **70. rokoch** minulého storočia. Skúmané územie je zobrazené na *základnej hydrogeologickej mape* v mierke 1 : 200 000, list 36 Banská Bystrica (Kullman et al., 1978), a *základnej hydrogeologickej mape* v mierke 1 : 200 000, list 26 Žilina (Zakovič et al., 1990). V rámci edície týchto máp boli zostavené aj mapy chemizmu podzemných vôd – hydrogeochemické mapy – v mierke 1 : 200 000. **Regionálnymi hydrogeochemickými pomermi** sa v rámci základného hydrogeologického výskumu **zaoberali**: Kullman a Gazda (1973) – juhovýchodné svahy Malej a západné svahy Veľkej Fatry, Bujalka et al. (1973) – najmä oblasť Turčianskej kotliny a priľahlý okraj Veľkej Fatry, Pirman a Potyš (1991) – južná časť Turčianskej kotliny a priľahlá časť Veľkej Fatry, Šalagová et al. (1992) – západná časť Veľkej Fatry, Auxt et al. (1997) – neovulkanity Kremnických vrchov a priľahlý okraj Veľkej Fatry, Malík et al. (1993) – štruktúrno-hydrogeologická analýza karbonátov triasu krížňanského príkrovu Veľkej Fatry. V uvedených prácach sú detailne zhodnotené procesy tvorby chemického zloženia podzemnej vody hlavných hydrogeologických celkov a štruktúr sledovaných regiónov. Dôraz sa kladie najmä na genetické aspekty tvorby chemického zloženia podzemnej vody a jej zaradenie v zmysle genetickej klasifikácie podľa Gazdu (1974). Vybranými problémami tvorby a ochrany podzemnej vody v puklinovom a puklinovo-krasovom prostredí sa zaoberal kolektív autorov Vrana et al. (1990). Zmenou kvalitatívnych vlastností vody puklinovo-krasového obehu v karbonátoch mezozoika sa zaoberali Hyánková et al. (1993).

Na jv. okraji skúmaného územia sa nachádzajú významné využívané pramene Zalámaná I a Harmanec-Veľký tunel, ktoré sú súčasťou harmaneckej vetvy tzv. **Pohronského skupinového vodovodu**. Tieto pramene od roku 1981 spravujú a sledujú Stredoslovenské vodárne a kanalizácie (StVaK) v Banskej Bystrici. StVaK zabezpečujú meranie výdatnosti a odberného množstva zdrojov, ako aj kontrolu kvality vody. Problematikou Pohronského skupinového vodovodu sa zaoberali napr. práce Hotra (1982), Némethy et al. (1992) a Škvarku et al. (1991). Novšie poznatky o kvalite podzemnej vody Pohronského skupinového vodovodu sú zhrnuté v práci Fľakovej (1998).

Súhrn poznatkov o hydrogeológii a hydrogeochemii Veľkej Fatry poskytuje zborník prednášok zostavených v rámci **seminára COST '65 Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas**, jedného z prvých paneurópskych hydrogeologických projektov koordinovaných Európskou komisiou, ktorý sa uskutočnil na Donovaloch v roku 1994 (Malík et al., 1994a, 1994b; Hyánková et al., 1994; Némethy, 1994). Štúdiom hydrogeochemie stabilných izotopov Veľkej Fatry sa zaoberali Malík et al. (1995) a Mansell (1994).

**Významným prínosom** do poznania hydrogeochemie nielen tohto územia, ale aj celého Slovenska je **Geochemický atlas SR – časť Podzemné vody** (Rapant et al., 1996). Analytický materiál z neho bol významnou mierou využitý pri zostavení hydrogeochemickej mapy.

V rámci **národného monitoringu** sa hodnotením kvality podzemnej vody zaoberá **SHMÚ** (SHMÚ, národný monitoring: *Kvalita podzemných vôd na Slovensku*). Pravidelne, 1 – 2-krát ročne sa od roku 1989 monitorujú nasledujúce využívané pramene:

353 904 Horný Harmanec – Veľký tunel,	322 715 Necpaly – prameň Lazce,
132 590 Harmanec – Zalámaná 1,	322 751 Rakša – Cibul'ová,
322 746 Blatnica,	108 032 Vyšná Revúca – Zelenô.

Monitorované objekty SHMÚ sú na hydrogeochemickej mape zobrazené osobitným symbolom. Odoberané vzorky podzemnej vody sa monitorujú a odoberajú s cieľom zistiť kvalitatívne parametre a celkové chemické zloženie (analyzujú sa anorganické, resp. vybrané organické zložky v podzemnej vode).

Práce lokálneho charakteru sa realizovali najmä v územiach s perspektívnou možnosťou využitia podzemnej vody na pitné, resp. úžitkové účely. Chemické zloženie podzemnej vody v širšej oblasti Turčianskych Teplíc bolo predmetom štúdií Šubjaka et al. (1991), Hrabovca (1987) a Valušiaaka et al. (1984). Ďalší hydrogeochemický prieskum sa realizoval v oblastiach Turany (Némethyová et al., 1987, 1991), Necpaly (Nádašský et al., 1990; Dujčík a Vrábľová, 1987, Valušiak a Novomestská, 1981; Valušiak et al., 1981), Mošovce (Valušiak, 1981; Klúz et al., 1987), Blatnica (Hrabovec, 1982), Horné Jaseno (Priščák, 1975), Horná Štubňa (Litva a Pohánková, 1975) a Skalná dolina (Litva a Potyš, 1974).

V menšej miere bola predmetom záujmu v oblasti Veľkej Fatry aj charakteristika chemického zloženia povrchovej vody, ktorá má za špecifických podmienok význam pri dopĺňaní zásob podzemnej vody a ovplyvňovaní jej chemického zloženia. Chemické zloženie a kvalitatívne vlastnosti povrchových tokov boli spracované najmä v prácach Auxta et al. (1997), Šalagovej et al. (1992), Pirmana a Potyša (1991), Nádašského et al. (1990), Dujčíka a Vrábľovej (1987), Bujalku et al. (1973), Kullmana a Gazdu (1973) a Litvu a Potyša (1974).

Režim kvality vybraných profilov povrchovej vody sa sleduje v rámci národnej monitorovacej siete SHMÚ (SHMÚ, národný monitoring: Kvalita povrchových vôd na Slovensku). Na severnom okraji územia západnej časti Veľkej Fatry sa v súčasnosti v mesačných cykloch monitorujú 3 profily povrchových tokov:

- V22 V097000D: Váh – pod Krpeľanmi, riečny kilometer 294,2 (profil sledovaný od r. 2004);
- V11 V055010D: Váh – Hubová, riečny kilometer 308,8 (profil sledovaný od roku 1976).

Na juhozápadnom, resp. severozápadnom okraji tohto územia na styku s Turčianskou kotlinou boli zdokumentované výstupy minerálnej vody. Ide o zdroje minerálnej vody najmä v oblasti Hája a Turčianskych Teplíc, resp. minerálnu vodu v Turčianskej Štiavničke, Podhradí a Rojkove. Charakteristikou ich chemického zloženia sa zaoberali napr. Bujalka et al. (1973), Tkáčik et al. (1979), Pirman a Potyš (1990) a Kullman a Gazda (1973).

Chemické zloženie zrážkovej vody sa v širšej oblasti Veľkej Fatry účelovo študovalo na lokalitách Polerieka, Brieštie a Vyšehradné (Vandrová et al., 1999), Sielnická dolina – Turček – Skalka – Sklené (Auxt et al., 1997), Slovany (Krauschneiderová et al., 1979), Martinské hole – Kunerád (Šalagová et al., 1983) a Kláštor pod Znievom (Bujalka et al., 1973). Chemické zloženie snehu je predmetom záujmu monitorovania snehovej pokrývky Slovenska, realizovaného v ŠGÚDŠ na troch lokalitách v širšom okolí študovaného územia od roku 1976 – Martinské hole, Vrátna dolina a Ružomberok – Hrabovec (Vrana et al., 1989; Bodiš et al., 2000; Bodiš et al., 2003, in Klukanová et al., 2003).

### 3.2. HRANICE HYDROGEOLOGICKÝCH RAJÓNOV A ÚTVAROV PODZEMNEJ VODY V ÚZEMÍ

Študované územie regiónu západnej časti Veľkej Fatry je v zmysle hydrogeologickej rajonizácie Slovenska (Šuba et al., 1984, 1995a, 1995b) rozčlenené na nasledujúce hydrogeologické rajóny (obr. 3.1):

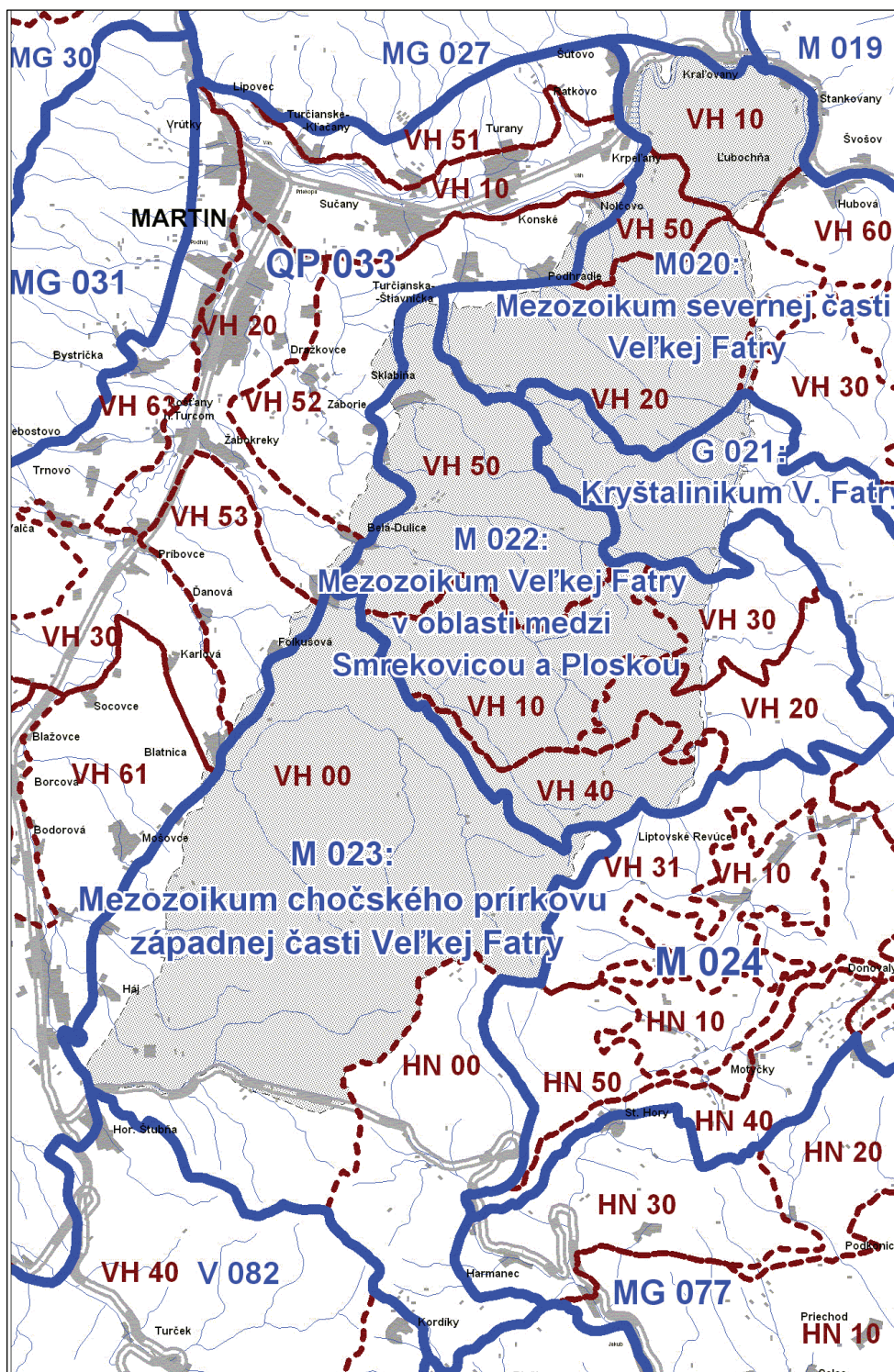
- M 020 Mezozoikum severnej časti Veľkej Fatry,
- G 021 Kryštalínikum Veľkej Fatry,
- M 022 Mezozoikum Veľkej Fatry v oblasti medzi Smrekovicou a Ploskou,
- M 023 Mezozoikum chočského príkrovu západnej časti Veľkej Fatry.

Niektoré z týchto rajónov sa ďalej delia na čiastkové rajóny alebo subrajóny.

Hydrogeologický rajón M 020 Mezozoikum severnej časti Veľkej Fatry na území západnej časti Veľkej Fatry zastupujú nasledujúce čiastkové rajóny:

- VH 10 Čiastkový rajón kryhy chočského príkrovu medzi Krpeľanmi a Ľubochňou,
- VH 20 Čiastkový rajón mezozoika medzi Sklabinským Podzámkom a Ľubochňanskou dolinou,
- VH 50 Čiastkový rajón kriedy krížňanského príkrovu východne od Konského.



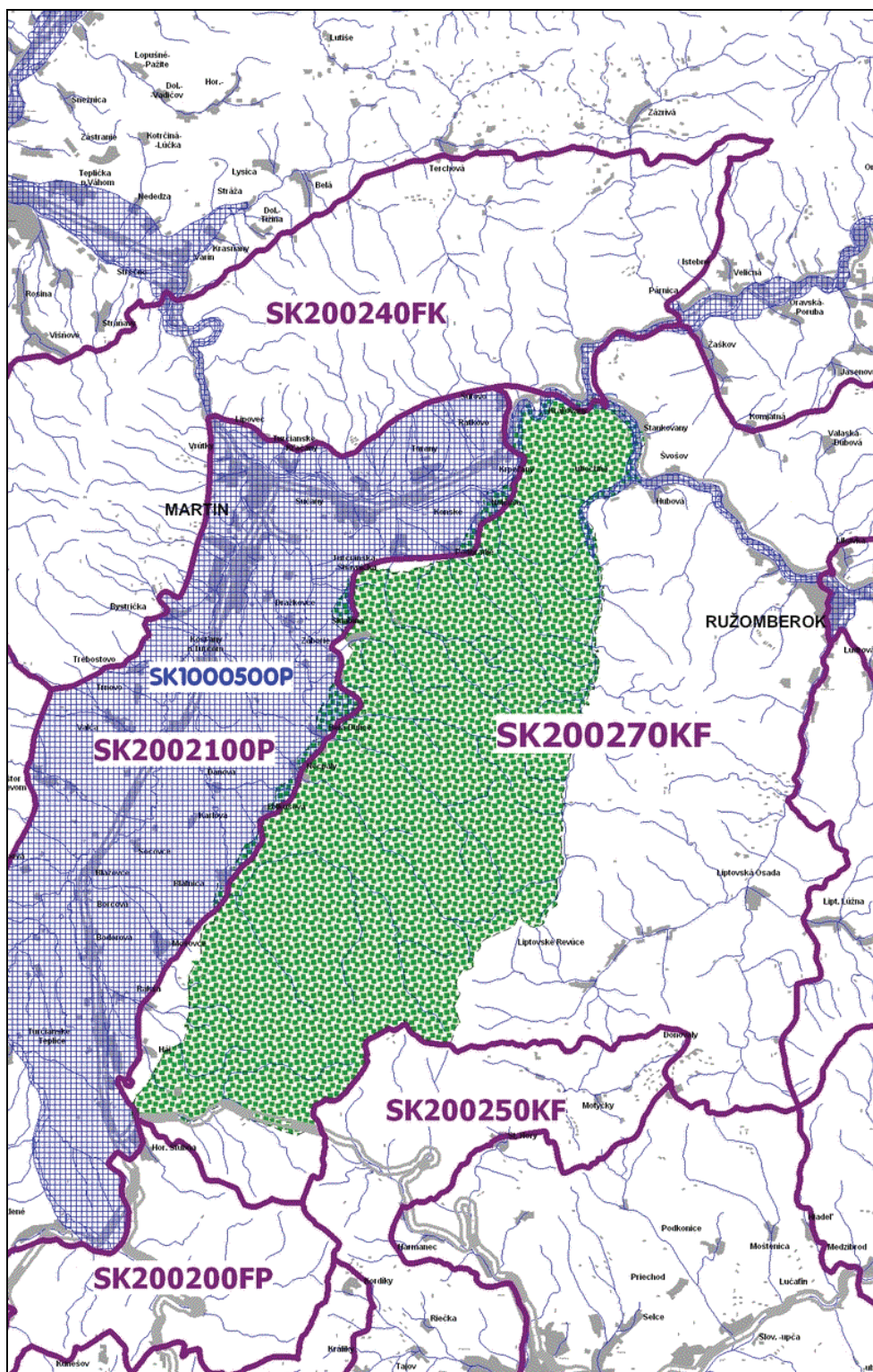


Obr. 3.1. Hranice hydrogeologických rajónov (hrubá modrá čiara) a subrajónov (fialová farba) v západnej časti územia Veľkej Fatry (sivá plocha v pozadí).

Hydrogeologický rajón M 022 Mezozoikum Veľkej Fatry v oblasti medzi Smrekovicou a Ploskou na území západnej časti Veľkej Fatry zastupujú tieto čiastkové rajóny:

- VH 10 Čiastkový rajón triasu krížňanského príkrovu medzi Necpalskou dolinou a Jarabinkou,
- VH 20 Čiastkový rajón triasu krížňanského príkrovu v okolí Rakytova,
- VH 30 Čiastkový rajón obalovej série v Ľubochňanskej doline,
- VH 40 Čiastkový rajón vrchného triasu až kriedy krížňanského príkrovu v okolí Ploskej,
- VH 50 Čiastkový rajón vrchného triasu až kriedy krížňanského príkrovu medzi Sklabiňou a Necpalskou dolinou.





Obr. 3.2. Hranice útvarov podzemnej vody vyčlenených v zmysle smernice 2000/60/ES Európskeho parlamentu a Rady (Rámcovej smernice o vodách) pre podzemnú vodu kvartérnych sedimentov (modrá šrafa) a podzemnú vodu predkvartérnych hornín (fialová hranica) v oblasti hodnoteného územia západnej časti Veľkej Fatry (označené zelenou textúrou).

Hydrogeologický rajón M 023 Mezozoikum chočského príkrovu západnej časti Veľkej Fatry je na skúmanom území zastúpený subrajónom povodia Váhu s označením VH 00. Subrajón povodia Hrona (HN 00) už na územie hydrogeologickej mapy nezasahuje.

Hydrogeologický rajón G 021 Kryštalínium Veľkej Fatry sa ďalej nečlení na čiastkové rajóny. Pretože sa celý nachádza v povodí Váhu, nečlení sa ani na subrajóny. Priestorová pozícia hydrogeologických rajónov a subrajónov v západnej časti územia Veľkej Fatry je znázornená na obr. 3.1.

Základný rámec ochrany a zlepšenia kvality vodných ekosystémov a trvalo udržateľného, vyváženého a spravodlivého využívania vody na území členských štátov EÚ zabezpečuje Smernica 2000/60/ES Európskeho parlamentu a Rady (Rámcová smernica o vodách), vydaná 23. októbra 2000, ktorá vstúpila do platnosti v decembri 2000. Na naplnenie týchto cieľov bolo potrebné, aby členské a asociované štáty v stanovenom časovom harmonograme vymedzili „útvary podzemných vôd“ (Kullman ml. et al., 2004). Pri snahe zohľadniť tieto požiadavky a transponovať ich na prírodné podmienky Slovenska sa vychádzalo z predpokladu vertikálneho vymedzenia útvarov podzemnej vody do troch samostatných „vrstiev“. Významné kvartérne sedimenty tvoria samostatnú vrstvu zvodnencov, v prípade ich významnejšieho rozšírenia boli nad nimi vyčlenené útvary podzemnej vody kvartérnych sedimentov. Menej významné kvartérne sedimenty boli pričlenené k predkvartérnym horninám. Geotermálne štruktúry s ohľadom na ich odlišný režim dopĺňania a vyprázdňovania tvoria takisto samostatnú „vrstvu“ útvarov geotermálnej vody.

V prípade západnej časti Veľkej Fatry sa celé jej územie nachádza na ploche útvaru SK200270KF s názvom Útvar s dominantnými krasovo-puklinovými podzemnými vodami Veľkej Fatry, Chočských vrchov a Západných Tatier oblasti povodia Váh, ktorý pokračuje ďalej na východ až po okraj pohoria. Smerom na západ hraničí tento útvar (SK200270KF) s útvarom podzemnej vody SK2002100P Útvar medzizrnových podzemných vôd Turčianskej kotliny oblasti povodia Váh. Turčiansku kotlinu vyplňajú významné polohy kvartérnych sedimentov, a preto bolo jej územie priradené k útvaru podzemnej vody kvartérnych sedimentov SK1000500P Útvar medzizrnových podzemných vôd kvartérnych náplavov Váhu a jeho prítokov s. časti oblasti povodia Váh. Pretože Turčianska kotlina patrí aj k perspektívnym geotermálnym oblastiam v rámci územia Slovenskej republiky, bol tu vyčlenený aj geotermálny útvar podzemnej vody SK300110FK s názvom Geotermálne vody oblasti Turčianska kotlina.

Útvary podzemnej vody vyčlenené v zmysle Rámcovej smernice o vodách 2000/60/ES Európskeho parlamentu a Rady pre podzemnú vodu kvartérnych sedimentov a podzemnú vodu predkvartérnych hornín sú znázornené na obr. 3.2.

---

## 4. POUŽITÉ ÚDAJE A METODIKA ICH SPRACOVANIA

---

### 4.1. CHARAKTERISTIKA DOKUMENTAČNÉHO MATERIÁLU POUŽITÉHO NA ZOSTAVENIE HYDROGEOLOGICKEJ MAPY

Metodický postup zostavovania základnej hydrogeologickej a hydrogeochemickej mapy západnej časti Veľkej Fatry bol zhodný s postupom pri všetkých mapách zostavovaných v rámci edície hydrogeologických a hydrogeochemických máp 9 regiónov SR v mierke 1 : 50 000 počas riešenia geologickej úlohy vedy a výskumu 12-02-9/200 Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska. V rámci jednej z čiastkových úloh tohto projektu (01) bol vypracovaný návrh Smerníc na zostavovanie hydrogeologických a hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000. Dňa 26. októbra 2004 podpísal prof. RNDr. László Miklós, DrSc., minister životného prostredia SR, *Smernicu na zostavovanie základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000* č. 8/2004 a *Smernicu Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky* z 26. októbra 2004 č. 9/2004-7 na zostavovanie základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000. Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 bola potom zostavená podľa týchto príslušných smerníc.

Celkový plošný rozsah hodnoteného územia západnej časti Veľkej Fatry bol 374,33 km<sup>2</sup>. V rámci zostavovania hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry sa vykonávalo hydrogeologické mapovanie do pracovných máp listokladu JTSK v mierke 1 : 10 000. Dokumentácia prameňov, studní, jestvujúcich hydrogeologických vrtov, odberných miest podzemnej vody a lokalít potenciálnych vstupov znečistenia sa zaznamenávala do podkladových topografických máp a do terénnych dokumentačných denníkov, vypracovaných podľa *Katalógu tlačív geologickej dokumentácie Geologickej služby SR*, resp. Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra. Terénne pochôdzky sa organizovali tak, aby sa dosiahla požadovaná hustota dokumentačných bodov na reambuláciu v mierke 1 : 50 000, resp. nové mapovanie v mierke 1 : 25 000.

Terénnymi pochôdzkami sa dokumentovali prirodzené výstupy podzemnej vody zväčša s výdatnosťou vyššou ako 0,05 l · s<sup>-1</sup>. Pri každom z týchto prameňov sa zaznamenávali tieto údaje: pracovné číslo prameňa na pracovnej mape dokumentačných bodov, lokalita a prípadný miestny názov oblasti dokumentačného bodu, nadmorská výška výveru, dátum dokumentovania zdroja, teplota vyvierajúcej vody a teplota vzduchu počas merania v °C, merná elektrická vodivosť vyvierajúcej vody v μS · cm<sup>-1</sup>, výdatnosť výveru, horninové prostredie obehu vyvierajúcej podzemnej vody – litologický a stratigrafický index horninového prostredia odvodňovaného prameňom, typ prameňa, geomorfologické pomery v okolí výveru, tvar výverovej oblasti, údaj o prípadnom odbere vzorky vody na ďalšie analýzy a prípadné ďalšie pozorovania (zachytenie prameňa pre vodovodnú sieť, resp. na miestne zásobovanie, úprava prameňa, prípadný názov prameňa alebo pozorovanie v rámci monitorovacích sietí SHMÚ). Merania výdatnosti sa vykonávali pomocou zachytávacej rúry, stopiek a odmernej nádoby s pevne stanoveným objemom. Objem použitých odmerných nádob bol v rozsahu od 0,3 do 10,0 l v závislosti od aktuálnej výdatnosti prameňa tak, aby čas merania naplnenia nádoby bol vyšší ako 5,0 s. Tieto objemové určovania výdatnosti sa na danom mieste zvyčajne vykonávali v troch samostatných meraniach. Výsledná výdatnosť sa stanovila ako aritmetický priemer týchto meraní. Použité stopky mali presnosť v rozsahu 0,1 až 0,01 s. V prípade nedostatočnej tesnosti zachytávacej rúry sa zaznamenal odhad nezachyteného množstva vody – v percentách celkového zachyteného množstva alebo priamo v jednotkách l · s<sup>-1</sup>. V ojedinelých prípadoch veľmi výdatných prameňov sa ich výdatnosť stanovila meraním prietoku v rámci dodatočných rekognoskačných pochôdzok. Merania mernej elektrickej vodivosti sa vykonávali výlučne konduktormi radu WTW – WTW LF 95, WTW LF 96, WTW LF 323, WTW LF 325 a WTW LF 340, ktoré dávali možnosť rýchleho ustálenia hodnôt počas meraní v teréne, aj s ohľadom na kompatibilitu nameraných výsledkov. V rámci týchto meraní bola zvolená referenčná teplota mernej elektrickej vodivosti 25 °C.

Všetky výsledky terénnej dokumentácie prameňov tvoria prílohu 4, polohy týchto prameňov sú znázornené v prílohe 6 – na jednotlivých mapách dokumentačných bodov v mierke 1 : 25 000. Na týchto mapách dokumentačných bodov (príloha 6) je však zaznačená aj poloha menších, vzhľadom na svoju výdatnosť v textovej prílohe nezdokumentovaných výverov podzemnej vody. Hydrogeologické mapovanie prebiehalo počas leta a jesene rokov 2003, 2004, 2005 a 2006 v časovom rozsahu od 1. do 11. júla 2003, od 7. do 16. júla 2004, od 7. do 20. septembra 2004, od 20. do 29. júla 2005, od 4. do 15. júla 2006 a od 1. do 5. augusta 2006. Rovnako sa prehodnotili a využili aj výsledky detailnej hydrogeologickej dokumentácie, ktoré v období 1. až 11. augusta 2000 a 6. až 15. septembra 2000 v oblasti Tlstej na JZ územia vykonali pracovníci ŠGÚDŠ v rámci projektu STALAGMITE.

Počas terénnych prác v uvedených terénnych sezónach sa zdokumentovalo spolu 2 744 prameňov. Výdatnosť výverov sa merala nádobou v 46,6 % prípadov (priemerná hodnota meraní =  $0,77 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), na prípadoch sa odčítalo 0,7 % výdatnosti (priemerná hodnota meraní =  $12,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), meraním prietoku sa určilo 1,2 % výdatnosti (priemerná hodnota meraní =  $16,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a odhadované hodnoty tvoria 48,7 % údajov o výdatnosti (priemerná hodnota odhadovaných hodnôt =  $0,56 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Údaje zo starších pozorovaní, resp. pozorovaní iných organizácií na zachytených a využívaných prameňoch sa využili v prípade 2,8 % údajov (priemerná hodnota týchto hodnôt bola  $0,51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

Pri nesystematických pozorovaniach v rámci hydrogeologického mapovania sa zistila sumárna výdatnosť všetkých 2 744 prameňov  $2\,343,88 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Zdokumentované významné a doteraz nezachytené alebo nepozorované zdroje podzemnej vody s výdatnosťou vyššou ako  $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  dávajú spolu v západnej časti Veľkej Fatry sumárnu hodnotu  $178,51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (9 prameňov), s výdatnosťou vyššou ako  $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  sumárnu hodnotu  $328,69 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (41 prameňov) a zdokumentované menej významné a doteraz nezachytené zdroje podzemnej vody s výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  majú celkovú hodnotu  $623,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (217 prameňov). Doteraz zachytené, využívané alebo pozorované zdroje podzemnej vody sa na hodnotenom území západnej časti Veľkej Fatry vyskytujú v 68 dokumentačných bodoch s celkovou výdatnosťou  $1\,213,23 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Doteraz zachytené, využívané alebo pozorované zdroje podzemnej vody s výdatnosťou vyššou ako  $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  tu dávajú spolu sumárnu hodnotu  $1\,096,10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (20 prameňov), s výdatnosťou vyššou ako  $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  sumárnu hodnotu  $1\,191,80 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (37 zdrojov) a zachytené alebo pozorované vývery s výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  majú celkovú hodnotu  $1\,205,38 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (44 prameňov).

Merania prietoku sa robia hydrometrickými vrtuľami zn. OTT Kleinflügel C2 vybavenými automatickým čítačom otáčok Z 35, resp. hydrometrickými vrtuľami zn. SEBA. Počas merania prietoku sa zohľadňovali nároky STN EN ISO 748 (75 1202) *Meranie prietoku kvapalín v otvorených korytách. Rýchlostno-plošné metódy*, STN ISO 1088 (75 1401) *Meranie prietoku kvapalín v otvorených korytách. Metódy rýchlostného poľa. Zber a spracovanie údajov na určenie chýb merania a OTN ŽP 3108 Kvantita povrchových vôd. Meranie prietokov vodomernou vrtuľou na vodnom toku*. Merania prietoku boli v prípade západnej časti Veľkej Fatry zamerané na hodnotenie skrytých prestupov podzemnej vody do povrchových tokov. Hodnotenie veľkosti odtoku podzemnej vody, resp. merného odtoku podzemnej vody na záverečných profiloch sa tu vzhľadom na členitosť pohoria a jednotlivých karbonátových hydrogeologických štruktúr nerealizovalo.

Pri zostavovaní hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry sa okrem terénnej dokumentácie prameňov a terénnych meraní prietoku urobila aj inventarizácia hydrogeologických vrtných technických prác realizovaných v minulosti na základe spracovania údajov archivovaných v Geofonde ŠGÚDŠ. Do záznamových listov sa vkladali tieto údaje: súradnice vrtu (X a Y v súradnicovom systéme S-JTSK), označenie vrtu na hydrogeologickej mape, označenie vrtu na mape dokumentačných bodov, názov lokality, v ktorej sa hydrogeologický vrt nachádza, stručný geologický profil vrtu, hĺbkový rozsah skúšaného úseku, dátum a čas trvania čerpacej skúšky, nadmorská výška odmerného bodu, hĺbka narezanej a statickej hladiny vody pod terénom, maximálna ustálená čerpaná výdatnosť, príslušné zníženie hladiny vody vo vrte a štandardná merná výdatnosť ( $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ). Výsledky vrtných prác v študovanom území sa následne spracovali podľa postupov publikovaných v prácach Jetela (Jetel, 1985; Jetel, 1995). Poloha zdokumentovaných hydrogeologických vrtov je znázornená v prílohe 6 – na mapách dokumentačných bodov, jednotlivé hydrogeologické vrty sú bližšie charakterizované v prílohe 3 – v zozname zdokumentovaných hydrogeologických vrtov.

V oblasti západnej časti Veľkej Fatry sa vo viacerých prípadoch hydrogeologické štruktúry triasových karbonátov odvodňujú priamo do povrchových tokov, takže prirodzené výstupy podzemnej vody nie sú v teréne pozorovateľné voľným okom. Vo vytypovaných oblastiach, v miestach narezávania vápencov a dolomitov povrchovými tokmi, sa v minulosti realizovali geofyzikálne termometrické a rezistivimetrické merania s krokom 1 a 2 m a s meraniami na oboch brehoch, prípadne aj v strede vodného toku v závislosti od jeho šírky a prietoku. Miesta geofyzikálnych meraní na určenie miest významných skrytých prestupov podzemnej vody do povrchových tokov boli lokalizované v oblasti horného toku Ľubochnianky v rámci zostavovania hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 (Filo a Švastová, 1994). Pretože však v prípade Ľubochnianky ide o stykovú zónu východnej a západnej časti územia Veľkej Fatry, výsledky týchto meraní boli prevzaté aj do tejto práce. Nadväzujúc na výsledky termometrických a rezistivimetrických prác, v totožných úsekoch toku Ľubochnianky sa urobili merania prietoku na kvantitatívne stanovenie množstva prestupujúcej podzemnej vody (Malík a Kordík, 1999). Ich výsledky sú uvedené v kapitole 5.2, venovanej obehu podzemnej vody.

## 4.2. SPÔSOB SPRACOVANIA HYDROGEOLOGICKÝCH ÚDAJOV

Základným podkladom na zostavenie tejto základnej hydrogeologickej mapy boli najmä výsledky vlastných mapovacích prác, archivované materiály hydrogeologických a geologických správ uložené v Geofonde ŠGÚDŠ a články publikované v odbornej tlači.

Hydrogeologická mapa študovaného územia v mierke 1 : 50 000 je zostavená podľa smernice Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky na zostavovanie základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000 č. 8/2004 z 26. októbra 2004. V mapovom zobrazení ide o plošné znázornenie prvého zvodneného kolektora pri povrchu a jeho kvantitatívnych charakteristík, prípadne o znázornenie zvodnených kolektorov uložených hlbšie pod povrchom. Na kvantitatívne charakterizovanie zvodnencov slúžia nasledujúce vybrané charakteristiky: (●) priemerná prietochnosť (transmisivita; v jednotkách  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ), (●) variabilita prietochnosti, (●) priemerný merný odtok podzemnej vody (v jednotkách  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), (●) litologické zloženie kolektora a jeho úložné pomery (zvrásnenie, resp. vodorovné a subhorizontálne uloženie), (●) litostratigrafické zaradenie kolektorov/zvodnencov. Okrem toho sú líniovými a bodovými značkami vyznačené dôležité hydrogeologické objekty a javy. Vybrané základné charakteristiky zvodnencov – horninového prostredia obsahujúceho podzemnú vodu – sú na základnej hydrogeologickej mape zobrazené takto:

- priemerná prietochnosť zvodneného kolektora farbou plochy,
- variabilita prietochnosti intenzitou farby plochy a číselným indexom,
- priemerný merný odtok podzemnej vody farbou šrafy,
- litologické zloženie kolektora druhom a smerom šrafy na ploche – vodorovnou šrafou sú znázornené sedimentárne horniny uložené vodorovne a subhorizontálne,
- litostratigrafické zaradenie kolektorov indexom na ploche.

Prvým krokom pri konštrukcii základnej hydrogeologickej mapy bolo rozčlenenie hodnoteného územia na kvázihomogénne hydrogeologické celky z hľadiska spôsobu obehu podzemnej vody a jej hydraulických vlastností. Toto rozčlenenie sa urobilo na podklade geologických máp Veľkej Fatry a Turčianskej kotliny v mierke 1 : 50 000 (Polák et al., 1996, 1997; Gašparik et al., 1993, 1995) alebo neskôr na základe digitálnej geologickej mapy Slovenska v mierke 1 : 50 000 (Káčer et al., 2005), ktorou je pokryté celé hodnotené územie. Do kvázihomogénnych hydrogeologických celkov sa zaraďovali jednotlivé zmapované litologické typy, ich kombinácie alebo čiastkové plochy zmapovaných litologických typov (digitálnym tematickým mapovaním v GIS, prostredím MapInfo). V hodnotenom území bolo takto rozlíšených 7 základných hydrogeologických celkov (odlišujúcich sa navzájom spôsobom infiltrácie, sústredenia a odtoku podzemnej vody), ktoré pozostávajú zo 44 hydrogeologických horninových typov (odlišujúcich sa navzájom hydraulickými charakteristikami).

Základným kritériom určenia priemernej hodnoty prietochnosti zvodnencov a jej variability boli výsledky spracovania archívnych údajov o hydrodynamických skúškach na hydrogeologických vrtoch. Štatistické spracovanie hydraulických vlastností hydrogeologických horninových typov vychádza zo spracovania hodnôt porovnávacích hydrogeologických parametrov hornín – indexu prietochnosti  $Y$

a indexu priepustnosti  $Z$  podľa metodiky regionálneho hodnotenia hydraulických parametrov hornín (Jetel, 1985, 1995). Úroveň prietochnosti jednotlivých súborov je vyjadrená vo forme mediánov a aritmetických priemerov hodnôt  $Y$  a  $Z$ , resp. geometrických priemerov hodnôt odvodených striktnie hydraulických parametrov  $TY$  a  $kZ$ . Ako ukazovateľ variability prietochnosti používame v zmysle metodiky hodnotu odhadu smerodajnej odchýlky hodnôt  $Z$  a  $Y - \sigma Z$  a  $\sigma Y$ .

Pri hydrogeologickej charakterizácii jednotlivých horninových typov územia (v našom prípade však len karbonátov hronika a kvartérnych fluviálnych sedimentov) sme v prvom rade vychádzali zo základnej hydraulickej vlastnosti – prietochnosti (transmisivity)  $T$  ( $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Táto vlastnosť predstavuje základnú charakteristiku horninového prostredia, vyjadrenú na hydrogeologickej mape farbou plochy. Na základe stupňa variability prietochnosti sa potom táto farba nanáša s rozdielnou intenzitou. Prietochnosť, resp. jej strednú hodnotu, charakteristickú pre ten-ktorý litotyp, sme v prvom rade určovali na základe výsledkov čerpacích skúšok vykonávaných na hydrogeologických vrtoch, zabudovaných svojou otvorenou časťou v príslušnom horninovom type. Pretože počet metodicky správne vykonaných a správne interpretovaných čerpacích skúšok tvorí len malú časť z celkového počtu vykonávaných hydrodynamických skúšok, na stanovenie strednej hodnoty prietochnosti sme použili porovnávací logaritmický parameter – index prietochnosti  $Y$  (Jetel, 1985, 1995). Hodnoty indexu prietochnosti  $Y$  boli odvodené transformáciou hodnôt štandardnej mernej výdatnosti (čerpaného množstva vody)  $q$  pri prvom metri zníženia hladiny vody vo vrte podľa vzorca  $Y = \log 106 \cdot q$ , kde  $q$  je merná výdatnosť v  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  a  $\log$  je dekadický logaritmus. V praxi stanovovanú neštandardnú mernú výdatnosť je potrebné na túto hodnotu prepočítavať podľa publikovaných vzťahov (Jetel, 1985, 1995). Okrem toho sa na základe jestvujúcich informácií o každej hydrodynamickej skúške na každom hydrogeologickom vrte urobil výpočet odhadu celkovej logaritmickej prepočtovej diferencie  $d$  (Jetel, 1985). Táto logaritmická prepočtová diferenciacia  $d$  vyjadruje rozdiel medzi hodnotami  $\log T$  a  $\log q$  v danom prostredí, pričom zohľadňuje dodatočný (lineárny aj nelineárny) hydraulický odpor pri prúde vody do vrtu a vrtom k jeho ústiu. Platí vzťah  $d = \log T - \log q$ , resp.  $T = 10(Y + d - 9)$  [hodnoty  $T$  v jednotkách ( $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) a hodnoty  $q$  v jednotkách ( $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ )].

Samotný prepočet z indexu prietochnosti  $Y$  na striktnie definovaný hydraulický parameter transmisivity  $T$  sa urobil pomocou rovnice  $T = 10(Y + d - 9)$  [ $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ] a prepočet z indexu priepustnosti  $Z$  na striktnie definovaný hydraulický parameter – koeficient filtrácie  $k$  – pomocou rovnice  $k = 10(Z + d - 9)$  [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ], kde  $k$  je koeficient filtrácie [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ],  $T$  je koeficient prietochnosti [ $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ],  $Z$  je index priepustnosti,  $Y$  je index prietochnosti a  $d$  je logaritmická prepočtová diferenciacia. V zmysle prác Jetela (1985, 1995) je možné pri vrtoch s vyčíslenými hodnotami koeficientu filtrácie  $k$ , resp. koeficientu prietochnosti  $T$  stanoviť hodnoty logaritmickej prepočtovej diferencie  $d$  aj graficky, t. j. pomocou logaritmicky transformovaných hodnôt indexov striktnie hydraulických parametrov  $Zk$  a  $YT$  podľa vzťahov  $Zk = \log k + 9$  alebo  $YT = \log T + 9$ . Uvedené transformácie umožňujú priame porovnanie hodnôt aproximatívnych (porovnávacích) a striktnie hydraulických parametrov na spoločnej stupnici – kvantilovom diagrame, pričom vzdialenosť priesečníkov osí vynesenej hodnôt  $Z$  a  $Zk$ , resp.  $Y$  a  $YT$  s hodnotou 50 % kvantilu (medián) dáva možnosť grafického odhadu hodnoty logaritmickej prepočtovej diferencie  $d$ . Hodnoty celkovej logaritmickej prepočtovej diferencie  $d$  sme však v prípade individuálnych vrtoch, resp. na nich vykonávaných hydrodynamických skúšok stanovovali ako súčet jednotlivých čiastkových logaritmických prepočtových diferencií odvodených výpočtovými metódami podľa vzťahov prevzatých z práce Jetela (1985). Podľa príslušných vzťahov sme teda odhadovali hodnotu základnej prepočtovej diferencie  $d_0$ , neúplnostnej diferencie  $d_L$  a kvadratickej turbulencie diferencie  $d_C$ . Celkovú logaritmickú prepočtovú diferenciaciu zvyčajne tvorí súčet odhadnutých diferencií  $d_0$ ,  $d_L$  a  $d_C$  a neznámej zvyškovej diferencie  $d_z$  podľa vzťahu  $d = d_0 + d_L + d_C + d_z$ . Zvyškovú diferenciaciu  $d_Z$  spravidla tvorí prevažne skinová diferenciacia  $d_S$ . Pri prvom odhade sa však hodnota  $d_S$  zvyčajne zanedbáva (Jetel, 1985), t. j. predpokladá sa, že  $d = d_0 + d_L + d_C$ . Hodnoty celkovej logaritmickej prepočtovej diferencie  $d$  sa vypočítavali zvlášť pri každom hydrogeologickom vrte, resp. na ňom realizovanej čerpacej skúške. Uvádzajú sa ako súčasť dokumentácie hydrogeologických vrtoch v prílohe 3, resp. sú zosumarizované v kapitole 5.1.

Štatistické spracovanie súborov výsledkov z jednotlivých hydrogeologických vrtoch v rámci vyčlenených horninových typov zahŕňalo vyčíslenie variačného rozpätia (minimálnej a maximálnej hodnoty  $Y$



a  $Z$ ), aritmetického priemeru hodnôt  $Y$  a  $Z$ , odhadu smerodajnej odchýlky základného súboru  $\sigma Y$  a  $\sigma Z$ , logaritmickú prepočtovú diferenciu  $d$  a hodnôt pomocou nich odvodených základných hydraulických parametrov – koeficientu prietočnosti  $TY_0$  a koeficientu filtrácie  $kZ_0$  – pri použití nulovej hodnoty logaritmickú prepočtovú diferenciu ( $d = 0$ ) a koeficientu prietočnosti  $TY$  a koeficientu filtrácie  $kZ$  pri použití odvodených hodnôt logaritmickú prepočtovú diferenciu  $d$ . Údaje o štatistickom spracovaní týchto hydraulických parametrov sú v zoskrušenej forme uvedené aj v tab. 5.1 až 5.5 a slovné sú komentované v texte v rámci kapitoly 5.1. Okrem uvedených hydraulických parametrov sa však predovšetkým zaoberáme geometrickými priemermi odvodených hodnôt  $k$  a  $T - G(kZ)$ , resp.  $G(TY)$ , získanými štatistickým spracovaním príslušného počtu hydrogeologických vrtoŧ ako najreprezentatívnejšími hodnotami charakterizujúcimi strednú veľkosť koeficientu filtrácie  $k$  a koeficientu prietočnosti  $T$  daného horninového typu.

Pri súboroch s dostatočným počtom údajov boli zostrojené grafy relatívnej kumulovanej početnosti hodnôt indexu prietočnosti  $Y$  (kvantilové diagramy). Z ich priamkového priebehu sme usudzovali na lognormálne rozdelenie hodnôt transmisivity  $T$ , resp. normálne rozdelenie ich logaritmických odvodenín – indexov  $Y$ . Výsledky štatistického spracovania hodnôt  $Y$  a  $T$  sú vyjadrené v tab. 5.1 a 5.4 a na obr. 5.2 až 5.10.

Pretože vo väčšine územia s horským charakterom neboli vyhlbené hydrogeologické vrty, boli sme nútení na charakterizáciu hydraulických vlastností horninového prostredia využiť výsledky spracovania údajov o výdatnosti výverov a odtokových charakteristikách jednotlivých hodnotených typov hornín (získané terénnym hydrogeologickým mapovaním a z prevzatých výsledkov dlhodobých režimových meraní), kombinované s údajmi o zrážkových úhrnoch a výškovom gradiente zrážok a výškovej pozícii hodnotených hydrogeologických horninových typov. Na odvodenie hodnôt prietočnosti viacerých horninových typov sa potom využil vzťah známej hodnoty prietočnosti horninového prostredia dolomitov hronika a zdokumentovaného odtoku/výverov z tohto prostredia pri jeho známej nadmorskej výške (a následných odvodených priemerných úhrnoch efektívnych zrážok). V niektorých prípadoch však pri absencii odtokových charakteristík boli hydraulické charakteristiky odvodené „per analogiam“ podľa hydraulických vlastností obdobných zvodnencov v iných regiónoch Slovenska.

Hodnota merného odtoku podzemnej vody sa na charakterizáciu hydrogeologických celkov využila iba v prípade hydrogeologického celku triasových karbonátov mezozoika všetkých troch tektonických jednotiek (tatrikum, veporikum, hronikum), pričom údaje boli známe, resp. získané meraním iba v hydrogeologickej štruktúre Tlstej (dolomity a vápence hronika) a v karbonátoch ostatných tektonických jednotiek, resp. štruktúr boli dosadené na základe analógie.

Na zhodnotenie plošnej distribúcie výdatnosti výverov sa vytvorila databáza jednotlivých objektov s kódovaním typu objektu a litostratigraficko-tektonického zaradenia a zistenými údajmi. V prípade objektov s údajmi z dlhodobého sledovania sa použili získané priemerné hodnoty. V jednotlivých vyčlenených hydrogeologických celkoch a horninových typoch sme vypočítali základné štatistické ukazovatele. V každom horninovom type bol stanovený počet prameňov zistený na ploche výskytu tohto typu alebo pripísaný počet prameňov na  $1 \text{ km}^2$ , ich minimálna, maximálna, priemerná a sumárna výdatnosť, ako aj merný odtok podzemnej vody z prameňov z daného horninového typu. Tieto hodnoty sú porovnané v tab. 5.7. Podobne sa vypočítavali aj stredné a extrémne hodnoty teploty a mernej elektrickej vodivosti vyvierajúcej vody jednotlivých horninových typov. Základné štatistické charakteristiky výdatnosti a teploty režimovo pozorovaných prameňov sú uvedené v tab. 5.69. Na mapách hydrogeologickej dokumentácie (príloha 6) je zobrazená lokalizácia všetkých zdokumentovaných (viac ako  $0,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) aj nezdokumentovaných výverov.

V prípade režimovo pozorovaných prameňov sa robila aj analýza výtokových čiar, ktorá podáva obraz o dezintegrácii a stupni otvorenosti (skrasovatenia) horninového prostredia, ktoré daný prameň odvodňuje. Na základe vlastností obehu podzemnej vody v horninovom prostredí infiltračnej oblasti prameňa, charakterizovaných koeficientmi vyprázdňovania, sa môžu stanoviť aj charakteristiky zraniteľnosti/citlivosti zvodnencov na potenciálnu kontamináciu a ich náchylnosť na prenos znečistenia. Údaje o výsledkoch analýzy výtokových čiar a koeficientoch vyprázdňovania jednotlivých prameňov sú zosumarizované v tab. 5.52.

Účelom realizovaných meraní prietoku bolo preukázať a kvantifikovať miesta prípadných významných skrytých vstupov podzemnej vody do povrchových tokov alebo prípadné miesta úbytkov prietoku povrchových tokov v dôsledku infiltrácie povrchovej vody do horninového masívu. Na základne zhodnotenia hydrogeologických pomerov sme vybrali úseky tokov, kde bolo odôvodnené predpokladať prítomnosť uvedených javov. Merania sa následne realizovali na Ľubochňanke v jej viacerých úsekoch, Necpalskom potoku, Belianskom potoku, Blatnickom potoku, Gaderskom potoku, Žarnovici/Teplici v doline Žarnovky a na menších povrchových tokoch v oblasti Rakše. Boli prevzaté aj výsledky merania prietoku uvedené v práci Malíka et al. (1993). Na týchto tokoch boli zmerané všetky prítoky z bočných tokov a prietok na hlavnom hodnotenom toku tak, aby bolo možné vypočítať skrytý nárast, resp. úbytok prietoku povrchovej vody. Pri tom sme uvažovali s chybou merania prietoku 5,0 %, o ktorú boli prípadné hodnoty prírastkov alebo úbytkov prietokového množstva zmenšené pri úvahách o ich hydrogeologickom význame. Pri tvorbe základnej hydrogeologickej mapy boli potom prípadné zistené vstupy povrchovej vody do horninového prostredia alebo skryté prírastky prietoku vyjadrené lineárnymi značkami. Farba líniových (aj bodových) prvkov má podľa použitej metodiky stály logický význam podľa vzťahu vody a horninového prostredia, pričom zodpovedá princípu dohodnutému v medzinárodnej legende pre hydrogeologické mapy IAH/UNESCO: a) zelená – vstup vody do systému (infiltrácia) – v našom prípade vstupy povrchovej vody do horninového prostredia, b) modrá: výstup vody zo systému (drenáž) – v našom prípade skryté dotácie prietoku povrchových tokov podzemnou vodou, c) sivá: bez výmeny medzi povrchom terénu a zvodneným systémom (nulový prietok), d) červená: umelé zásahy do prirodzeného obehu podzemnej vody.

Tomu potom zodpovedá aj zakresľovanie prameňov na hydrogeologickej mape modrou farbou a hydrogeologických vrtov a studní červenou farbou. Ich výdatnosť, resp. štandardná merná výdatnosť sa následne znázorňuje priemerom (veľkosťou) použitej značky. Pri zakresľovaní hydrogeologických vrtov na mape sme k nim preto museli priradiť príslušné hodnoty štandardnej mernej výdatnosti  $q$  ( $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ ). Údaje o nich boli spracované na podklade archívnej dokumentácie hydrogeologických prieskumných vrtov Geofondu ŠGÚDŠ a relačnej databázy PodVod oddelenia hydrogeológie a geotermálnej energie ŠGÚDŠ, ktorej autorom je Mgr. Jaromír Švasta. Databáza bola vytvorená v prostredí Microsoft Access, je rozšírená o aplikačnú nadstavbu umožňujúcu výpočet hydraulických parametrov z čerpacích skúšok a obsahuje priame prepojenie na aplikáciu MapInfo Professional, ktoré vytvára v PodVod malý geografický informačný systém (GIS). Podľa polohy a overovaného úseku toho-ktorého vrtu sa na pozadí podkladu geologickej mapy každý vrt môže zaradiť k príslušnej geologickej jednotke, resp. hydrogeologickému celku a horninovému typu. Výsledkom týchto prác je v prípade západnej časti Veľkej Fatry štatistické spracovanie hydraulických parametrov v dvoch vyčlenených hydrogeologických celkoch – v triasových karbonátoch mezozoika (hronikum) a v hydrogeologickom celku kvartérnych sedimentov.

Na zostavenie základnej hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry sa využili aj informácie o ochranných pásmach vodných zdrojov na zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou (v minulosti označovaných aj ako pásma hygienickej ochrany – PHO) a hraniciach chránenej vodohospodárskej oblasti Veľká Fatra z vodohospodárskych máp 1 : 50 000, resp. máp ochrany vôd v mierke 1 : 50 000, vydávaných Výskumným ústavom vodného hospodárstva (VÚVH) v Bratislave, resp. z podkladov príslušných závodov Severoslovenských vodární a kanalizácií, v tom čase ešte jestvujúceho podniku SeVaK v Martine, Dolnom Kubíne a Ružomberku.

Ochranné pásma prírodných liečivých zdrojov a prírodných zdrojov minerálnej stolovej vody – v našom prípade ochranné pásma prírodných liečivých zdrojov v Turčianskych Tepliciach – boli prevzaté z podkladov Inšpektorátu kúpeľov a žriadiel Ministerstva zdravotníctva Slovenskej republiky, resp. boli konfrontované s podkladmi VÚVH z vodohospodárskych máp a máp ochrany vôd v mierke 1 : 50 000.

Polohy vodomerných staníc s monitorovaním vodných stavov a prietoku na povrchových tokoch, polohy staníc monitorovania kvality vody na povrchových tokoch, meteorologických a zrážkomerných staníc boli prevzaté z podkladov SHMÚ v Bratislave. Od SHMÚ boli takisto prevzaté údaje o stredných a extrémnych hodnotách prietoku na povrchových tokoch, stredných a extrémnych hodnotách výdatnosti monitorovaných prameňov základnej a účelovej siete SHMÚ, ako aj údaje o teplote vody monitoro-



vaných prameňov. Od závodov Severoslovenských vodární a kanalizácií, v tom čase ešte jestvujúceho podniku SeVaK v Martine, Dolnom Kubíne a Ružomberku, boli prevzaté a využité ich podklady o sledovanej výdatnosti (zväčša 1 x mesačne) a využívanom množstve prameňov zachytených na zásobovanie pitnou vodou. Z ročeniek SHMÚ boli excerptované údaje o priemerných zrážkových úhrnoch a teplote vzduchu na relevantných staniách, ako aj údaje o priemernom prietoku na povrchových tokoch. Využívanie podzemnej vody sa hodnotilo na základe podkladov publikovaných v ročenke Štátnej vodohospodárskej bilancie – časť *Podzemné vody* – vydávanej SHMÚ a podľa podkladov hydrogeologickej rajonizácie Slovenska (SHMÚ, resp. Šuba et al., 1995a). Prírodné pomery, ktoré sa okrajovo dotýkajú hydrogeologických pomerov západnej časti Veľkej Fatry, sa hodnotili na podklade informácií publikovaných v *Atlase SSR* (kolektív autorov, 1980), resp. v *Atlase krajiny SR* (kolektív autorov, 2002).

#### 4.3. CHARAKTERISTIKA REPRODUKOVATEĽNOSTI POUŽITÉHO HYDROGEOCHEMICKÉHO DOKUMENTAČNÉHO MATERIÁLU

Základný hydrogeochemický dokumentačný materiál využitý pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy predstavujú chemické analýzy anorganických látok v podzemnej vode (pramene, vrty, štôlne, studne a drenáže). Kvôli komplexnosti spracúvaných informácií celková databáza podzemnej vody predstavuje v prípade ich stanovovania aj rozbery na organické látky, rádiologické, prípadne mikrobiologické (pozri prílohu 7 – hydrogeochemická dokumentácia).

V rámci riešenia geologickej úlohy sa odobralo a v laboratóriách ŠGÚDŠ Bratislava a Spišská Nová Ves analyzovalo 50 vzoriek podzemnej vody. Z archívnych zdrojov sa významnou mierou pri zostavovaní mapy využili analýzy podzemnej vody z geologických úloh:

*Veľká Fatra – západná časť – MV 023, vyhládavací hydrogeologický prieskum* (Šalagová et al., 1992) – 258 analýz z obdobia 1986 – 1991,

*Geochemický atlas SR, časť Podzemné vody* (Rapant et al., 1996) – 154 analýz z obdobia 1991 až 1992.

Z národného monitoringu podzemnej vody realizovaného SHMÚ sa do databázy zapracovalo 108 chemických analýz podzemnej vody z rokov 1989 – 2004. Ostatné analýzy reprezentujú prevažne údaje spracované z Geofondu ŠGÚDŠ (odbery realizované po roku 1986 – celkovo 135 analýz podzemnej vody).

Pri zostavovaní hydrogeochemických máp sa predpokladá posúdenie reprodukovateľnosti využitých chemických analýz. Pri zaradení starších údajov do databázy bolo potrebné dôsledne posúdiť prebratú informáciu a podrobne uviesť zdroj informácie. Relevantnosť archívnych údajov sa posudzovala individuálne, pričom nevyhnutnou podmienkou na zaradenie do databázy bol kompletný základný rozbor (všetky makrokomponenty) umožňujúci vypočítať iónovú bilanciu, ktorá sa musela pohybovať v hodnotách do 5 %.

Archívne údaje o chemickom zložení podzemnej vody zo skoršieho obdobia odobrané do roku 1986 (137 analýz) neboli priamo využité pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy, ale boli spracované digitálne. Najmä vzhľadom na zložitejšiu reprodukovateľnosť (rôzne analytické rozsahy, citlivosť a metódy stanovenia) mali tieto merania pri riešení geologickej úlohy len informatívny charakter (napr. pri štatistickom porovnaní chemických analýz rôznych časových období, spresnení interpretácie výsledkov). Účelovo sú vo finálnej databáze spracované aj analýzy povrchovej (68 analýz), zrážkovej (227 analýz) a minerálnej vody (9 lokalít). Ich charakteristike sú venované samostatné časti textových vysvetliviek k hydrogeologickej a hydrogeochemickej mape.

Kompletný hydrogeochemický dokumentačný materiál použitý na zostavenie mapy (príloha 7) predstavuje súhrne 705 chemických analýz podzemnej vody z 285 odberových miest. Dosiahnutá analytická hustota spracovaných vzoriek podzemnej vody pri celkovej ploche študovaného územia 374,3 km<sup>2</sup> je približne 2,3 odberových miest na 3 km<sup>2</sup>, čo spĺňa, resp. výrazne prekračuje požadovanú hustotu dokumentácie objektov v zmysle metodiky zostavovania hydrogeochemickej mapy v mierke 1 : 50 000 (predpokladá sa minimálna štatistická hustota vzorkovania 1 vzorka na 3 km<sup>2</sup>).

Väčšina vzoriek podzemnej vody bola odobraná za stabilných klimatických podmienok a analyzovaná štandardnými analytickými postupmi v laboratóriách INGEO, a. s., Žilina a ŠGÚDŠ Bratislava a Spišská Nová Ves. Priamo v teréne sa vykonávali merania pH, teploty vody a vzduchu, vodivosti, rozpusteného O<sub>2</sub>, KNK4,5 alkality a ZNK8,3 acidity. Vzorky vody sa po odbere chemicky stabilizovali v zmysle požiadaviek laboratória. Prehľad analytických metód stanovenia jednotlivých ukazovateľov, medzí stanovenia, resp. intervalu spoľahlivosti merania (rozšírenej neistoty) v laboratóriách INGEO, a. s., Žilina a ŠGÚDŠ Bratislava je uvedený v tab. 4.1 a v laboratóriu ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves v tab. 4.2.

Relevantnosť analytických údajov získaných v rámci *Geochemického atlasu* bola zabezpečená systémom kontroly kvality analýz (AQA) korešpondujúcim s európskymi normami radu EN 45 000 a zásadami správnej laboratórnej praxe. Na základe výsledkov interných kontrolných analýz v INGEO Žilina je možné konštatovať, že rozdiely medzi stanovenou koncentráciou hlavných zložiek sú minimálne, v limite s presnosťou a citlivosťou použitých metód a prístrojov, ktorými sa vzorky analyzovali.

Kontrola laboratórnych techník v laboratóriu ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves sa okrem vnútornej – internej – kontroly pravidelne zabezpečuje systémom externej kontroly formou medzilaboratórnych porovnávacích skúšok s úspešnosťou viac ako 90 % z celého rozsahu pri všetkých typoch vody. Interná kontrola sa realizuje odberom jednej vzorky dvakrát, a to každých 20 vzoriek. Podľa správnej laboratórnej praxe sa s každou sériou vzoriek (minimálne 15) meria jedna vzorka dvakrát – tzv. paralelné stanovenie.

Tab. 4.1. Prehľad metód, medzí stanovenia a intervalov spoľahlivosti v laboratóriách INGEO Žilina a ŠGÚDŠ Bratislava.

Prvok, zložka	Medza stanovenia (mg · l <sup>-1</sup> )		Metóda		Interval spoľahlivosti (mg · l <sup>-1</sup> )
	INGEO Žilina	ŠGÚDŠ BA	INGEO Žilina	ŠGÚDŠ BA	
Na <sup>+</sup>	0,1	0,1	AAS – F	AAS – F	± 0,2
K <sup>+</sup>	0,1	0,1	AAS – F	AAS – F	± 0,2
Mg <sup>2+</sup>	1	0,1	ICP – OES	AAS – F	± 0,5
Ca <sup>2+</sup>	1	0,1	ICP – OES	AAS – F	± 0,75
SiO <sub>2</sub>	0,5	0,5	SPFM	SPFM	± 0,55
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,05	0,01	SPFM	ISE	± 0,02
F <sup>-</sup>	0,1	0,01	ISE	ISE	± 0,015
Cl <sup>-</sup>	0,1	0,1	T	SPFM	± 0,3
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	–	0,001	–	SPFM	± 0,01
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,5	0,05	ITHP	SPFM	± 0,4
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,3	0,3	ITHP	gravimetria	± 0,5
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,1	3	T	T	± 2,1
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,05	0,005	SPFM	SPFM	± 0,01
Fe <sub>celk</sub>	0,01	0,001	ICP – OES	AAS – F	± 0,01
Mn <sup>2+</sup>	0,005	0,001	ICP – OES	AAS – F	± 0,005
Cr	0,000 5	0,000 1	AAS – ETA	AAS – ETA	± 0,000 6
Cd	0,000 5	0,000 06	AAS – ETA	AAS – ETA	± 0,000 4
Pb	0,001	0,000 1	AAS – ETA	AAS – ETA	± 0,001
As	0,001	0,000 01	AAS – MHS	AAS – MHS	± 0,000 5
Se	0,001	0,000 01	AAS – MHS	AAS – MHS	± 0,000 6
Cu	0,000 5	0,000 1	AAS – ETA	AAS – ETA	± 0,000 7
Al <sup>3+</sup>	0,01	0,001	ICP – OES	AAS – ETA	± 0,01
Zn	0,001	0,000 6	AAS – F	AAS – F	± 0,002
Hg	0,000 2	0,000 1	AAS – CV	AAS – CV	± 0,000 2
Sb	0,000 2	0,000 01	AAS – MHS	AAS – MHS	± 0,000 3
Ag	–	0,000 1	–	AAS – ETA	± 0,002
Ni	–	0,000 1	–	AAS – ETA	± 0,000 2
Co	–	0,000 1	–	AAS – ETA	± 0,000 3
Ba <sup>2+</sup>	0,01	0,006	ICP – OES	ICP – AES	± 0,005
Li <sup>+</sup>	0,002	0,001	ICP – OES	AAS – F	± 0,002
Sr <sup>2+</sup>	0,01	0,01	ICP – OES	AAS – F	± 0,005
CHSKMn	0,08	0,08	T	T	± 0,1
Agr. CO <sub>2</sub>	2,2	2,2	T	T	± 4,62

Pozn.: ICP – OES – optická emisná spektrofotometria – indukčne viazaná plazma; AAS – F – plameňová atómová absorpčná spektrofotometria; SPFM – spektrofotometria; AAS – ETA – atómová absorpčná spektrofotometria – elektrotermická atomizácia; ISE – ionoselektívne elektródy; AAS – CV – atómová absorpčná spektrofotometria – studená para; ITPH – izotachoforéza; AAS – MHS – atómová absorpčná spektrofotometria – metóda generovania hydridov; T – acidobázické titrácie.

Tab. 4.2. Prehľad metód, medzí stanovenia a rozšírenej neistoty merania v laboratóriu ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves.

Analytická metóda		Medza stanovenia	Rozsah	Rozšírená neistota
		mg · l <sup>-1</sup>	mg · l <sup>-1</sup>	U (k = 2) %
Na <sup>+</sup>	AES – ICP	0,05	0,05 – 2	10
			2 – 20	7
			20 – 50	5
			50 – 5 000	3
K <sup>+</sup>	AES – ICP	0,1	0,1 – 2	10
			2 – 20	6
			20 – 50	4
			50 – 1 000	3
Ca <sup>2+</sup>	AES – ICP	0,2	0,2 – 5	10
			5 – 50	7
			50 – 500	5
			500 – 5 000	2
Mg <sup>2+</sup>	AES – ICP	0,2	0,2 – 5	10
			5 – 50	7
			50 – 300	5
			300 – 3 000	3
Si	AES – ICP	0,2	0,2 – 1	10
			1 – 25	5
			25 – 200	3
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	F	0,05	0,05 – 0,2	15
			0,2 – 1 000	10
F <sup>-</sup>	IC	0,1	0,1 – 1	15
			1 – 50	10
Cl <sup>-</sup>	IC	1	1 – 20	10
			20 – 10 000	5
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	F	0,01	0,01 – 0,2	15
			0,2 – 1,5	10
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	IC	1	1 – 20	20
			20 – 900	10
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	IC	2	2 – 20	10
			20 – 10 000	5
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	výpočet	0,3	0,3 – 10 000	5
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	F	0,03	0,03 – 0,2	25
			0,2 – 0,4	20
			0,4 – 4,3	6
Fe <sub>celk</sub>	AES – ICP	0,007	0,007 – 0,1	10
			0,1 – 2	7
			2 – 10	5
			10 – 100	3
Mn <sub>2</sub> <sup>+</sup>	AES – ICP	0,002	0,002 – 0,1	10
			0,1 – 1	5
			1 – 10	2
Al <sub>3</sub> <sup>+</sup>	AES – ICP	0,02	0,02 – 0,1	10
			0,1 – 1	7
			1 – 10	5
Ba <sup>2+</sup>	AES – ICP	0,002	0,002 – 0,01	25
			0,01 – 0,1	10
			0,1 – 1	5
Li <sup>+</sup>	AAS	0,01	0,01 – 0,1	20
			0,1 – 1	10
			1 – 10	5

Tab. 4.2 – pokračovanie.

Analytická metóda		Medza stanovenia	Rozsah	Rozšírená neistota
		mg · l <sup>-1</sup>	mg · l <sup>-1</sup>	U (k = 2) %
Sr <sub>2</sub> <sup>+</sup>	AES – ICP	0,002	0,002 – 0,01	20
			0,01 – 0,1	10
			0,1 – 1	5
CHSKMn	OA	0,5	0,5 – 4	25
			4 – 250	10
Agr. CO <sub>2</sub>	výpočet	1,1	1,1 – 500	5
Cr	AES – ICP	2	2 – 50	10
			50 – 250	5
			250 – 1 000	2
Cd	AES – ICP	0,3	0,3 – 10	10
			10 – 100	5
			100 – 500	3
Pb	AES – ICP	5	5 – 50	20
			50 – 250	5
			250 – 1 000	3
As, Sb, Se	AAS generovanie hydridov	1	1 – 10	25
			10 – 100	10
			100 – 10 000	5
Cu	AES – ICP	2	2 – 50	10
			50 – 250	5
			250 – 1 000	3
Zn	AES – ICP	2	2 – 50	10
			50 – 250	5
			250 – 1 000	3
Hg	AAS	0,1	0,1 – 5	20
			5 – 50	10
			50 – 200	5
Ag	AES – ICP	0,001	0,001 – 0,01	20
			0,01 – 0,1	8
			0,1 – 0,5	3
Ni	AES – ICP	2	2 – 50	10
			50 – 250	5
			250 – 1000	3
Co	AES – ICP	2	2 – 50	10
			50 – 250	5
			250 – 1 000	3

Pozn.: AAS – atómová absorpčná spektrometria; AES – ICP – atómová emisná spektrometria s indukčne viazanou plazmou; F – fotometria; IC – iónová chromatografia; OA – odmerná analýza.

#### 4.4. SPÔSOB SPRACOVANIA HYDROGEOCHEMICKÝCH ÚDAJOV

Hydrogeochemická mapa je viacúčelová syntetická mapa, ktorej cieľom je komplexne zistiť, opísať a vyhodnotiť chemické zloženie a kvalitatívne vlastnosti podzemnej vody (Rapant a Bodiš, 2003). Predstavuje základný odborný podklad na charakteristiku kvalitatívnych vlastností a stavu znečistenia podzemnej vody slúžiaci na ich racionálne využívanie a ochranu. Podklad mapy tvorí jednoduchá topografia terénu (riečna sieť, základné vrstevnice, miestopis). Základné vrstvy mapy plošne vyjadrujú 3 základné hydrogeochemické kritériá, a to:

- kvalitatívne,
- hydrogeochemické,
- vodohospodárske.

Bodovými značkami sú na mape znázornené miesta odberov vzoriek vody so špecifikáciou zdroja odberu vody, typu zdroja a rozsahu analýzy. Symbolmi sú vyjadrené doplnkové hydrogeochemické charakteristiky (voda anomálnej kvality, charakter znečisťujúcich a vodohospodársky významných zložiek). Kontúrové značky vyjadrujú napr. oblasti s obsahom prvkov a zložiek výrazne prevyšujúcich limitné hodnoty pre pitnú vodu, oblastí s rovnakou kategóriou upraviteľnosti podzemnej vody a územia s odporučeným podrobnejším prieskumom. Na vyjadrenie niektorých ďalších dôležitých vlastností prírodnej vody (agresivita podzemnej vody, stupeň antropogénneho ovplyvnenia, obsah rozpustených látok a pod.) boli zhotovené prídavné tematické mapy väčšej mierky 1 : 140 000 (príloha 2).

### **Charakteristika kvalitatívnych vlastností podzemnej vody**

Kvalitatívne vlastnosti podzemnej vody sa na hydrogeochemickej mape vyjadrujú farbou na ploche prostredníctvom 8 tried kvality podzemnej vody (A až H). Triedy kvality podzemnej vody sú vyčlenené na základe zoskupenia medzných ukazovateľov v zmysle vyhlášky MZ SR č. 151/2004 Z. z. o požiadavkách na pitnú vodu a kontrolu kvality pitnej vody do troch skupín podľa ich rastúcej toxicity a náročnosti technológie úpravy. Na základe príslušnosti jednotlivých vzoriek vody do tried kvality sa územie rozčleňuje na oblasti s rovnakou triedou kvality podzemnej vody. Vyžaduje sa minimálne 80-percentná príslušnosť vody rovnakých tried kvality na vymedzenej ploche. Vody odlišujúce sa svojimi kvalitatívnymi vlastnosťami od vymedzenej plochy (rozdiel 2 a viac tried) sú vyznačené osobitným symbolom. Spôsob vyčleňovania tried kvality podzemnej vody je bližšie uvedený v legende k mape.

### **Vyjadrenie hydrogeochemických charakteristík podzemnej vody**

Hydrogeochemická charakteristika podzemnej vody je spracovaná na základe vyčlenenia a kartografického vymedzenia hydrogeochemických skupín podzemnej vody. Hydrogeochemické skupiny podzemnej vody zobrazené čiernym rastrom na ploche sú podmienené prírodnými danosťami zmapovaného územia a vyčleňujú sa na základe:

- genetických typov vody,
- chemických typov vody,
- hodnôt celkovej mineralizácie,
- geologického charakteru a typu priepustnosti zvodneného kolektora.

Genetické typy vody vyjadrujú pôvod rozpustených látok vo vode. Rozlišuje sa prírodne (Gazda, 1974) a antropogénne (Rapant, 2001) podmienený pôvod obsahu prvkov a zložiek v podzemnej vode. Dopĺňajú sa Gazdovými charakteristikami (napr. A<sub>2</sub> základný výrazný, S<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>) základný nevýrazný, A<sub>2</sub>-S<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>) prechodný typ a pod.; Gazda, 1972). Chemické typy vody sa vyjadrujú podľa prevládajúcich iónov symbolmi prvkov a zložiek podľa výsledkov chemickej analýzy z ekvivalentných hodnôt (mmol . z %) základných zložiek (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>). Kritériom určenia chemického typu je ekvivalentný podiel zložiek väčších ako 25 mmol . z % zo sumy 100 % katiónov a aniónov zvlášť. Jednotlivé prvky a zložky sú usporiadané podľa ich ekvivalentného zastúpenia (napr. Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>), t. j. najvýraznejšie zastúpenie má katión na ľavej strane (Ca<sup>2+</sup>), resp. anión na pravej strane (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>). Intervaly hodnôt celkovej mineralizácie sa vyčleňujú na základe matematicko-štatistického spracovania údajov.

Pri vyčleňovaní hydrogeochemických skupín podzemnej vody sa ako základ berú genetické typy podzemnej vody a ostatné tri charakteristiky sa k nim pričleňujú. Genéza podzemnej vody je úzko spojená s geologickou stavbou územia, t. j. vyčlenenie a plošné vymedzenie hydrogeochemických skupín sa robilo na základe podkladov z geologického mapovania a zostavenej digitálnej geologickej mapy (Polák et al., 1997).

### **Vyjadrenie vodohospodárskych kritérií**

Vodohospodárske kritériá vyjadrujú vhodnosť surovej podzemnej vody z hľadiska jej upraviteľnosti na pitnú vodu. Chemické zloženie podzemnej vody z jednotlivých vzoriek sa porovná s hodnotami medznej koncentrácie uvedenými vo vyhláške Ministerstva ŽP č. 636/2004, ktorou sa ustanovujú požiadavky na kvalitu surovej vody a na sledovanie kvality vody vo verejných vodovodoch, a určí sa

kategória ich upraviteľnosti (v pôvodnej STN 75 7214 bola upraviteľnosť rozdelená na kategórie A, B, C a D, v aktuálne platnej vyhláške je rozdelená na kategórie A1, A2 a A3). Pomocou kontúr a symbolov sa územie rozčlení na oblasti s rovnakou kategóriou upraviteľnosti. Vyžaduje sa 80-percentná príslušnosť vody rovnakej kategórie upraviteľnosti na vymedzenej ploche.

### **Databáza chemického zloženia podzemnej vody**

Databáza analýz podzemnej vody je dôležitou povinnou súčasťou mapy prezentujúcou výsledky prieskumu. Databáza sa interaktívne priraduje k bodovým značkám miest odberov vzoriek podzemnej vody (bodové entity), ktoré sú v zmysle metodiky zoradené podľa stúpajúcej súradnice x. Metodický postup spracovania databázy chemického zloženia podzemnej vody bol vypracovaný počas riešenia geologickej úlohy (Kordík a Slaninka, 2005a; Kordík a Slaninka, 2006). Významná informačná hodnota, ktorú primárna databáza prezentuje, podlieha viacerým limitáciám. Tie je nevyhnutné zohľadniť pri členení a štruktúrovaní relačnej databázy chemického zloženia (chemické analýzy sa získavajú z rôznych zdrojov, obsah chemických parametrov reprezentuje rôzne časové obdobia, vzorky sa analyzujú v rôznych laboratóriách, resp. rôznymi analytickými metódami a pod.). Vzhľadom na komplexný charakter hydrogeochemických informácií je výhodné budovať relačnú geochemickú databázu s využitím nasledujúcich relačne prepojených tabuliek:

- GchObj – tabuľka objektov, obsahuje základné informácie o objekte,
- GchObjHodnot – tabuľka hydrogeochemického zhodnotenia objektu,
- GchVzor – tabuľka odobraných vzoriek, obsahuje základné informácie o vzorke,
- GchVzorHodnot – tabuľka hydrogeochemického zhodnotenia odobraných vzoriek,
- tab. vykonaných analýz: GchVzorAnorg – na anorganický rozbor, GchVzorOrg – na organický rozbor, GchVzorRadio – na rádiologický rozbor, GchVzorMikrob – na mikrobiologický rozbor.

Názorná schéma relačného prepojenia tabuliek reprezentujúcich databázu chemického zloženia prírodnej vody je uvedená na obr. 4.1. Medzi jednotlivými relačne prepojenými tabuľkami sú uvedené formy relačného prepojenia – *one to one* (1 : 1), resp. *one to many* (1 : ∞).

Základnú tabuľku predstavuje tabuľka obsahujúca zoznam geochemických objektov a ich geochemické hodnotenie. Jej význam spočíva v zjednotení geochemických informácií podľa rovnakého vzorkovaného objektu, ktorý predstavuje základnú entitu geochemickej databázy (pod pojmom „geochemický objekt“ sa chápe pozíčne, technicky a geochemicky jednotný zdroj vzorkovaného geochemického média; Kordík a Slaninka, 2005a). V bežnej praxi pri vzorkovaní podzemnej vody je to napr. prameň, studňa, vrt, výtok drenáže, prípadne štôľňa. Jedinečným identifikátorom tejto tabuľky je ID\_GchObjekt.

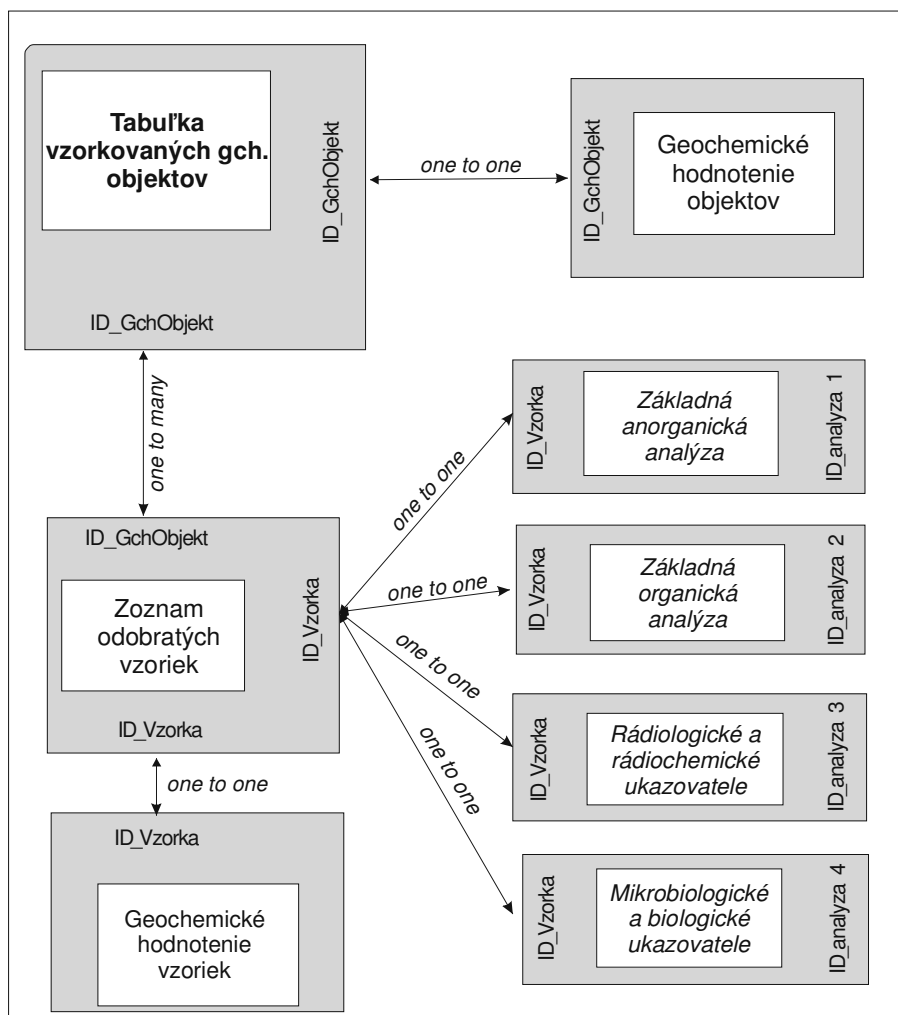
Databázový súbor vzoriek podzemnej vody využitých na zostavenie mapy obsahuje 705 chemických analýz, v ktorých je viac ako 50 000 záznamov, uložených a spracovaných programom MS Access.

### **Grafické spracovanie hydrogeochemickej mapy**

Kompletný grafický výstup (originál) bol spracovaný programom MapInfo Professional, ktorý okrem subsystémov vstupu, ukladania, preberania, manipulácie a analýzy údajov umožňuje aj vzájomnú prepojenosť grafických informácií s databázovým systémom (MS Access).

### **Tvorba izolíniových máp**

Finálny výstup izolíniových máp vybraných ukazovateľov v mierke 1 : 140 000 bol spracovaný v programe MapInfo Professional. Interpoláčny výpočet sa robil programom Surfer for Windows metódou inverzných vzdialeností s vyhľadávacím polomerom 10 km. Na prenos interpolovaných údajov do programu MapInfo Professional sa použil pomocný program SurfLink. Na prezentáciu interpoláčnych výpočtov bol zvolený postup pravidelného delenia intervalov hodnôt, resp. koncentrácie ukazovateľov na základe percentilov. Celkovo je na izolíniových mapách zobrazených 10 intervalov hodnôt, resp. hodnôt koncentrácie, ktorých hornú hranicu reprezentujú hodnoty každého desiateho percentilu v štatistickom súbore, t. j. 10., 20., 30., 40., 50., 60., 70., 80., 90. a 100. percentil. Izolíniové mapy sú súčasťou prílohy 8.



Obr. 4.1. Schéma relačného prepojenia databázy chemických analýz a geochemického zhodnotenia.

## Štatistické spracovanie

Základné štatistické spracovanie údajov o podzemnej vode sa robilo v programoch MS Excel a SPSS. V prípade koncentrácie pod hranicou stanoviteľnosti do štatistického výpočtu vstupovala polovičná hodnota medze analytického stanovenia chemického ukazovateľa. V prípade režimových pozorovaní podzemnej vody boli do štatistického spracovania konkrétneho odberového miesta dosadené hodnoty mediánu zo všetkých laboratórnych meraní z tohto odberového miesta (s hodnotou mediánu sa v takýchto prípadoch uvažuje najmä v dôsledku eliminácie vplyvu odľahlých hodnôt koncentrácie). Na výpočet štatistických charakteristík sa využili tieto metódy:

- základné štatistické spracovanie,
- analýza vzájomných vzťahov vybraných parametrov (korelačná analýza).

Ukazovatele základného štatistického spracovania prezentujú bežne používané ukazovatele určujúce charakteristiku a verifikáciu údajového súboru, akými sú priemer, medián, štandardná odchýlka, minimum a maximum. Pri elementárnom štatistickom opise údajov sa pri všetkých vzorkách podzemnej vody zostavuje tabuľka a graf rozdelenia početnosti (histogram) verifikujúci charakter distribúcie celkovej mineralizácie v podzemnej vode.

Vzájomný vzťah chemických zložiek a vybraných ukazovateľov v podzemnej vode sa hodnotil prostredníctvom korelačnej analýzy. Pretože charakter distribúcie mnohých ukazovateľov nespĺňa podmienky normálneho rozdelenia a výsledky lineárnej Pearsonovej korelácie môžu byť čiastočne skreslené, korelačný výpočet sa robil aj tzv. neparametrickou Spearmanovou metódou. Korelačná analýza sa vypočítala sumárne zo všetkých odberových miest podzemnej vody.

### Výpočet indexu kontaminácie

Charakter znečistenia je okrem vyjadrenia kvalitatívnych vlastností podzemnej vody (na hydrogeochemickej mape prezentovaný farbou na ploche) znázornený aj prostredníctvom tzv. indexu kontaminácie (Backman et al., 1998):

$$C_d = \sum_{i=1}^n C_{fi}, \text{ pričom } C_{fi} = \frac{C_{Ai}}{C_{Ni}} - 1,$$

kde:

$C_d$  – index kontaminácie vzorky,

$C_{fi}$  – faktor kontaminácie i-tej zložky,

$C_{Ai}$  – analytická hodnota i-tej zložky,

$C_{Ni}$  – normatívna hodnota i-tej zložky.

Index kontaminácie bol vypočítaný v prípade analyzovaných a súčasne legislatívou posudzovaných ukazovateľov v zmysle vyhlášky Ministerstva zdravotníctva SR č. 151/2004 o požiadavkách na pitnú vodu. Pri výpočte celkového indexu kontaminácie vzorky  $C_d$ , ktorý reprezentuje sumu faktorov kontaminácie jednotlivých zložiek, do výpočtu vstupujú len tie ukazovatele, ktorých analytická hodnota prekračuje normatívnu hodnotu (t. j. len kladné hodnoty). K odberovým miestam, kde žiadny parameter neprekročil limitnú koncentráciu, bola priradená nulová hodnota indexu kontaminácie.



---

## 5. HYDROGEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

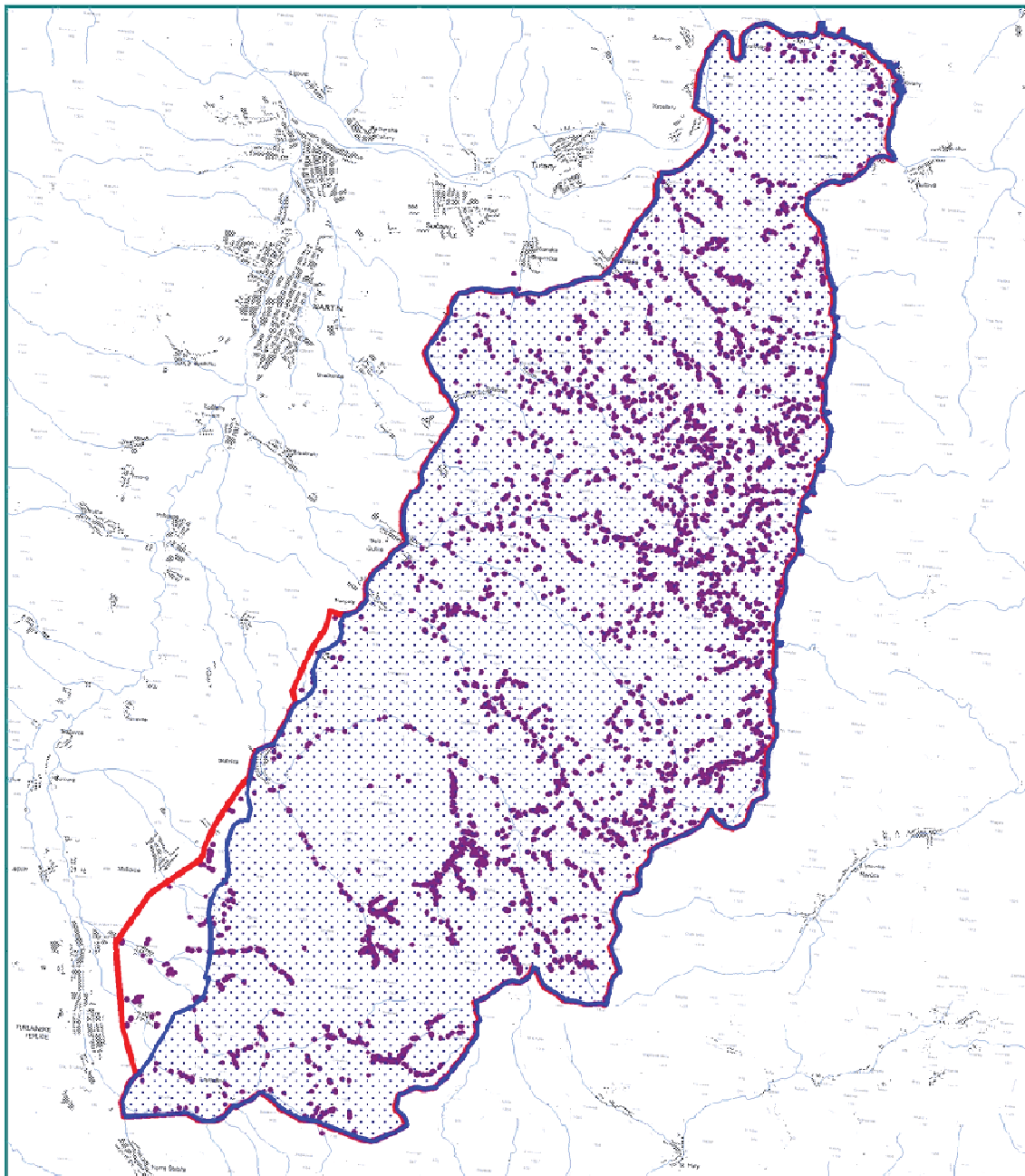
---

Klimatické, geologické a geomorfologické pomery pohoria Veľká Fatra a navyše prítomnosť vysoko priepustných karbonátových hornín stredného a vrchného triasu umožňujú vznik veľkého množstva využiteľných a do značnej miery aj využívaných zdrojov podzemnej vody viazaných na krasovo-puklinové hydrogeologické štruktúry pohoria aj v jeho západnej časti. Preto je pohorie Veľká Fatra jednou zo šiestich chránených vodohospodárskych oblastí Slovenska (územie s významnou prirodzenou akumuláciou vody). So zväčšovaním nadmorskej výšky v pohorí sa znižuje priemerná ročná teplota (zhruba o 0,4 – 0,6 °C na 100 m výšky), pribúdajú zrážky a klesá výpar (420 – 500 mm; Atlas SSR, 1980). Ročné zrážkové úhrny sú teda na hrebeňoch pohoria pomerne vysoké (1 060 mm ročne v Dolnom Harmanci, 1 011 mm na Krížnej – pravdepodobne podhodnotený údaj; 1 052 mm v Ľubochnianskej doline – stanica Ľubochna-Rakytov, 1 090 mm na Donovaloch a až 1 417 mm pod Ostredkom). Na Krížnej zaznamenávame priemernú ročnú teplotu 1,6 °C, kým na úpätí pohoria v Turčianskych Tepliciach už 7,6 °C. Na úpätí pohoria sa zaznamenali aj nižšie celkové zrážkové úhrny: v Ľubochni 858 mm, Turčianskej Štiavničke 767 mm, Turčianskych Tepliciach 717 mm, Blatnici 780 mm a v Belej-Duliciach 781 mm. Priemerné množstvo spadnutých zrážok sa pohybuje v rozpätí od 800 do 1 200 mm ročne. Sú to pomerne vysoké hodnoty poukazujúce na horský zrážkový režim. Vyššie hodnoty zrážok nachádzame na Slovensku len vo Vysokých a Nízkych Tatrách. S ohľadom na vysoké hodnoty zrážok (priemer z celého územia je okolo 1 000 mm) a nízky územný výpar (priemer z celého územia je okolo 480 mm) zostáva na vsakovanie do podzemnej vody a odtok k dispozícii viac ako polovica spadnutých zrážok, 520 mm (Vestenický a Vološčuk, 1986). V roku 2006 publikovali Švasta a Malík odhady priestorového rozloženia priemerných efektívnych zrážok na území Slovenska na podklade priemerných zrážkových úhrnov z 211 zrážkomerných staníc a údajov o priemerných mesačných teplotách vzduchu z 98 klimatických staníc na území Slovenska, pričom na určenie priemernej potenciálnej evapotranspirácie a následnej reálnej evapotranspirácie bol vybraný výpočet podľa Thornthwaita (1948, 1955) s mesačným krokom hodnotenia (Švasta a Malík, 2006). Z celej oblasti západnej časti Veľkej Fatry (374,26 km<sup>2</sup>) s priemernou nadmorskou výškou 840,4 m boli takto vypočítané priemerné celkové úhrny zrážok 945,4 mm, priemerná ročná teplota 5,11 °C a následne priemerná výška efektívnych zrážok, t. j. zrážok, ktoré sú schopné formovať odtok povrchovej vody alebo dotáciu podzemnej vody, v hodnote 399,9 mm, čiže 12,68 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>. Rozsah týchto hodnôt (efektívnych zrážok) však kolíše od 162,1 do 690,1 mm, resp. od 5,14 do 21,88 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>.

Vzhľadom na priestorové rozloženie dokumentovaných prameňov sa pri detailných analýzach obehu podzemnej vody uvažovalo s územím prispôbeným polohám dokumentovaných prameňov s plochou 389,798 km<sup>2</sup> s priemernou nadmorskou výškou 829,0 m. Z tejto oblasti boli následne na základe podkladov práce Švasty a Malíka (2006) vypočítané priemerné celkové úhrny zrážok 934,1 mm, priemerná ročná teplota 5,23 °C a priemerná výška efektívnych zrážok 384,4 mm (čiže 12,19 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>), ktorá sa pohybuje v rozmedzí od 127,1 mm pri úpätiach pohoria do 690,1 mm v jeho vrcholových častiach (od 4,03 do 21,88 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>). Rozdiel medzi rozsahom územia zobrazeného na základnej hydrogeologickej mape západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 a rozsahom analyzovaného územia z hľadiska výskytu prameňov a hodnotenia obehu podzemnej vody je znázornený aj na obr. 5.1.

Pri formovaní podzemnej vody sú rozhodujúce zimné zrážky, dopĺňanie zásob podzemnej vody sa uskutočňuje najmä počas jarného topenia snehu. Ako však vyplýva z logiky priebehu základných procesov tvorby podzemnej vody, na ich formovanie sú okrem klimatických podmienok potrebné aj vhodné podmienky v horninovom prostredí – jeho priepustnosť, zásobnosť, expozícia, ktorá v rámci reliéfu vytvára možnosti na vznik dostatočného množstva podzemnej vody a možnosti ich sústredenia vo významných koncentrovaných zdrojoch, prípadne nemusí umožniť „vstup do podzemia“ – infiltráciu – väčšine efektívnych zrážok, čím zvyšuje podiel podzemného odtoku, náchylnosť krajiny na mimoriadne

povodňové situácie a nedostatok vodných zdrojov v časoch dlhotrvajúceho sucha. Nasledujúca hydrogeologická charakteristika hornín vystupujúcich v západnej časti pohoria Veľká Fatra má za cieľ objasniť tieto vlastnosti na súčasnej úrovni ich poznania.



Obr. 5.1. Porovnanie rozsahu územia znázorneného na základnej hydrogeologickej mape západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 a rozsahu analyzovaného územia z hľadiska výskytu prameňov a hodnotenia obehu podzemnej vody. Modrou farbou je znázornená hranica zmapovaného územia, červenú farbu má hranica analyzovaného územia presahujúca zmapované územia v jeho jz. časti smerom do Turčianskej kotliny.

## 5.1. HYDROGEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNÍN

Nie všetky hydrogeologické celky a horninové typy zobrazené na hydrogeologickej mape západnej časti Veľkej Fatry majú schopnosť vytvárať koncentrované výstupy väčšieho množstva podzemnej vody. Schopnosť hornín prijať infiltrovanú zrážkovú vodu, zapojiť ju do hlbšieho obehu, akumulovať a vytvárať sústredené výstupy podzemnej vody je pri jednotlivých horninových typoch rôzna. Na základe geologicko-tektonických pomerov v študovanom území, analogicky v súlade so

základnou hydrogeologickou mapou východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999), ako aj s doplnením a vypustením celkov alebo ich súčastí, ktoré sa vo východnej alebo západnej časti pohoria vyskytujú alebo nevyskytujú, sme v západnej časti Veľkej Fatry vyčlenili nasledujúce základné hydrogeologické celky:

- **hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov,**
- **hydrogeologický celok neogénnych sedimentov,**
- **hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov,**
- **hydrogeologický celok paleogénnych sedimentov,**
- **hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov,**
- **hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika,**
- **hydrogeologický celok hornín kryštalinika.**

Podzemná voda vo Veľkej Fatre sa vo veľkej miere viaže na sedimenty mezozoického veku, triasové karbonáty alebo pestré sedimenty prevažne jurského a kriedového veku, pričom cirkuluje v jednotlivých tektonických jednotkách tvoriacich toto pohorie. V rámci jednotlivých tektonických jednotiek (tatrikum, veporikum, hronikum) je jej obeh zväčša viac-menej izolovaný v oddelených hydrogeologických štruktúrach, a preto sa obeh a režim podzemnej vody často hodnotí v každej tektonickej jednotke zvlášť. V západnej časti Veľkej Fatry je to teda:

- **tektonická jednotka tatrika** (šiprúnska sekvencia),
- **tektonická jednotka veporika** (krížňanský príkrov),
- **tektonická jednotka hronika** (necpalský a šturecký príkrov v západnej časti Veľkej Fatry podľa

Poláka et al., 1997).

V jednotlivých uvedených hydrogeologických celkoch náležiacich k rôznym tektonickým jednotkám sa však vyskytujú analogické typy litostratigrafických jednotiek, ktoré sa vyznačujú rôznymi hydraulickými vlastnosťami. Malú priepustnosť majú vo všeobecnosti horniny kryštalinika (viazané na tektonické jednotky tatrikum a veporikum), kremence spodného triasu a väčšina jurských sedimentov tatrika a veporika. Tieto horninové typy sú schopné vytvárať iba menej sústredené, ale často (v závislosti od klimatických podmienok) početné vývery podzemnej vody. Obeh podzemnej vody sa v týchto horninových typoch viaže na rozvetranú zónu, na pukliny pripovrchového rozvoľnenia horninových masívov a na sutinový prekryv. Vo výškovo exponovaných prihrebeňových oblastiach pohoria s hojnosťou zrážok však môžu tieto pramene sezónne dosahovať značnú výdatnosť s extrémnymi hodnotami až do niekoľko desiatok  $l \cdot s^{-1}$ .

Medzi regionálne izolátory patria najmä spodotriasové verfénske bridlice tatrika, lunzské vrstvy (bridlice a pieskovce) oddelujúce stredotriasové dolomity od vrchnotriasových vo veporiku aj hroniku, slienité vápence a sliene vrchnej jury až spodnej kriedy v šiprúnskej obalovej sekvencii (tatrikum), a najmä slienité vápence a sliene tej istej stratigrafickej príslušnosti, prináležiacie ku krížňanskému príkrovu (veporikum). Tieto horniny síce takisto môžu vytvárať plytší obeh podzemnej vody v pripovrchovej rozrušenej zóne, no ich celkový charakter a veľká hrúbka ich zaraďuje medzi izolátory.

Naopak, veľmi vysokú priepustnosť môžeme v tomto schematickom členení priradiť k vápencom a dolomitom stredného triasu všetkých tektonických jednotiek zastúpených na študovanom území (tatrikum, veporikum, hronikum) a pravdepodobne aj k strednojurským pestrým a rádioláriovým vápencom a rádiolaritom tatrika a veporika (Malík a Kordík, 1999). Obeh podzemnej vody v nich sa viaže na krasovú a krasovo-puklinovú priepustnosť, resp. puklinovú priepustnosť viazanú na rozvinutú sieť puklín. Vysoká hydrogeologická produktivita stredotriasových a vrchnotriasových vápencov a dolomitov je všeobecne známa. Tieto horniny majú veľké plošné rozšírenie (najmä v rámci tektonických jednotiek hronika a veporika), dokážu sprostredkovať infiltráciu podstatného množstva efektívnych zrážok a koncentrovať takto generovanú podzemnú vodu do sústredných, vodárensky atraktívnych zdrojov. Malík a Kordík (1999) však zdokumentovali aj vysokú hodnotu merného odtoku z pestrých a rádioláriových vápencov tatrika a veporika vo forme ich odvodnenia prameňmi, ktorá je podľa všetkého spôsobená ich významnou drenážnou funkciou. Ich plošné rozšírenie je však veľmi malé, ide o súvrstvia s hrúbkou od 10 do 50 m, s podstatne menšou odkrytou plošnou rozlohou, a teda aj s oveľa nižším vodárenským potenciálom. Pod málo priepustnými, ale masívne zastúpenými horninami slienitých

vápencov vrchnej jury až spodnej kriedy však pôsobia tieto horniny ako významný drenážny prvok, pričom ich vlastné podložie tvoria málo priepustné allgäuské vrstvy (fleckenmergel) a kopienecké, resp. trlenské súvrstvie spodnej jury oboch jednotiek. Ich významnejšia miera priepustnosti a drenážny potenciál sa však môžu prejavovať najmä pri stavbe podzemných inžinierskych diel (tunely, galérie), kde by mohli podmieniť vážnejšie prievaly podzemnej vody počas ich budovania, ako aj ich stálu dotáciu väčšími prítokmi.

Ako už bolo zdokumentované pri hodnotení hydrogeologických pomerov východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999), zaujímavým fenoménom je súvrstvie karpatského keuperu, ktoré sa v minulosti obvykle zaraďovalo k regionálnym izolátorom, t. j. k nepriepustným horninám. Pri porovnaní s inými súvrstviami mezozoika sa však zdá, že keuperské horniny vykazujú nadpriemernú schopnosť sústredenia podzemnej vody, vyjadrenú najmä merným odtokom z tohto súvrstvia vo forme prameňov. Počas hydrogeologických mapovacích prác sa zistilo množstvo výverov, lokálne aj s pomerne sústredenou výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , viazaných na toto súvrstvie. Sústredenie podzemnej vody môže byť sčasti podmienené existenciou rozsiahlych svahových porúch – megazosuvov – ktoré spôsobujú značné rozrušenie keuperských hornín s vlastným režimom obehu podzemnej vody.

Na základe spracovania materiálu z celkovo 2 744 zdokumentovaných prameňov sa pri jednotlivých hydrogeologických horninových typoch vyčlenených na mape zisťovali celkové počty prameňov, počet prameňov na  $1 \text{ km}^2$ , ich minimálna, maximálna, priemerná a sumárna výdatnosť, ako aj merný odtok podzemnej vody z prameňov (kapitola 4.2). Prítomnosť prameňov sa zistila v 28 hodnotených hydrogeologických horninových typoch spomedzi celkového počtu 43 horninových typov.

Pri hydrogeologickom hodnotení kvartérnych sedimentov sme vychádzali z archivovaných výsledkov vrtných a čerpacích prác. Toto hodnotenie sa však týkalo len údolnej nivy rieky Váh a alúvií menších prítokov, kde sa realizovali hydrogeologické vrty. Analogicky sme postupovali aj v prípade karbonátových hornín, kde v prípade dolomitov hronika jestvoval z oblasti Blatnica – Mošovce súbor výsledkov z hydrodynamických skúšok realizovaných na 11 hydrogeologických vrtoch, umožňujúci štatistické spracovanie hydraulických vlastností tohto litotypu.

Pri ďalšom spracovaní sme vychádzali z hodnôt porovnávacích hydrogeologických parametrov – indexu prietočnosti  $Y$  a indexu priepustnosti  $Z$  podľa metodických postupov Jetela (1985, 1995) – pozri podkapitulu 4.2. Stredné hodnoty koeficientu prietočnosti  $T$  a koeficientu filtrácie  $k$  jednotlivých horninových typov sa môžu zjednodušene vyjadriť vo forme stredných hodnôt porovnávacích indexov prietočnosti  $Y$  a priepustnosti  $Z$ . Hydraulické vlastnosti sú vyjadrené formou „striktne hydraulických“ parametrov – koeficientu prietočnosti  $T$  a koeficientu filtrácie  $k$ , a to ich stredných (mediánových) hodnôt. Tie boli jednak extrahované z údajov archivovaných výsledkov čerpacích skúšok z daných vrtoch, jednak odvodené pomocou parametrov  $Y$ ,  $Z$  a  $d$  uvedených v časti 4.2. V tabuľkách 5.1 a 5.2 sú uvedené rozpätia hodnôt indexu prietočnosti  $Y$  a indexu priepustnosti  $Z$ , stredné hodnoty týchto porovnávacích indexov a početnosti súborov vzťahujúcich sa na jednotlivé hodnotené horninové typy. V tabuľkách uvádzame jednak výsledky vlastných výpočtov realizovaných v rámci zostavovania tejto práce, jednak výsledky uvedené v správe o hydrogeologických pomeroch východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999). Ďalšie údaje o hydrogeologických vrtoch realizovaných v minulosti v západnej časti Veľkej Fatry je možné nájsť v prílohe 3.

Na základe štatistického spracovania hodnôt indexu prietočnosti  $Y$  a indexu priepustnosti  $Z$  tých horninových typov západnej časti Veľkej Fatry, ktoré bolo možné hodnotiť na základe hydrodynamických skúšok, sa na základe kvantilového diagramu distribúcie týchto porovnávacích hydraulických parametrov porovnávali najprv hydraulické vlastnosti holocénnych aluviálnych sedimentov a triasových karbonátov západnej časti Veľkej Fatry (obr. 5.2 a 5.3; predchádzajúce tab. 5.1 a 5.2). Následne sa štatistická distribúcia týchto parametrov porovnávala s aluviálnymi náplavmi v nive Váhu a náplavmi menších prítokov Turca z oblasti západných svahov Veľkej Fatry (oblasť Čremošného, Blatnice, Necpalskej doliny – obr. 5.4 a 5.5, tab. 5.1 a 5.2). Obrázok 5.6 znázorňuje kvantilové diagramy hodnôt indexu prietočnosti  $Y$  a indexu priepustnosti  $Z$  triasových karbonátov západnej časti Veľkej Fatry bez rozlíšenia ich príslušnosti k jednotlivým tektonickým jednotkám (3 vrty boli z veporika, 8 z hronika, tatrikum nebolo zastúpené) a bez rozlišovania vápencov a dolomitov v rámci týchto jednotiek.

Tab. 5.1. Hodnoty porovnávacieho hydraulického parametra – indexu prietochnosti  $Y$  – v jednotlivých skúmaných oblastiach západnej časti Veľkej Fatry.

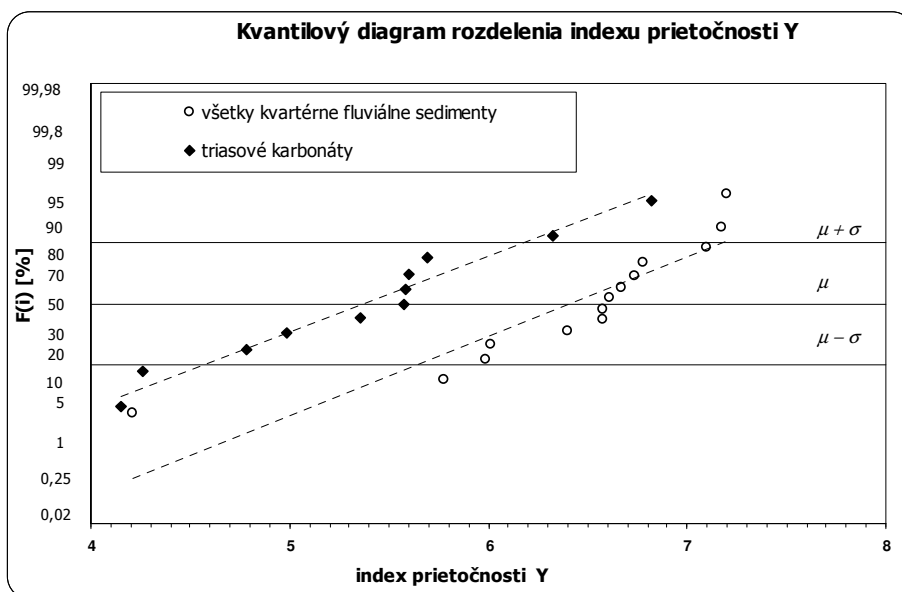
Oblasť, jednotka	Počet vrtov	Min. $Y$	Max. $Y$	Priemer	Smerodajná odchýlka	Zdroj informácií
Náplavy Váhu	11	5,78	7,398	6,513	0,550	Malík a Kordík, 1999
Náplavy Necpalského potoka	6	5,99	6,670	6,327	0,283	Malík a Kordík, 1999
Náplavy v okolí Blatnice	3	6,61	7,197	6,968	0,313	Malík a Kordík, 1999
Všetky náplavy menších tokov	12	3,34	6,670	5,373	1,136	Malík a Kordík, 1999
<b>Náplavy Váhu</b>	<b>5</b>	<b>5,78</b>	<b>7,176</b>	<b>6,611</b>	<b>0,515</b>	
<b>Náplavy menších tokov</b>	<b>9</b>	<b>4,21</b>	<b>7,197</b>	<b>6,306</b>	<b>0,887</b>	
<b>Všetky holocénne aluviálne náplavy</b>	<b>14</b>	<b>4,21</b>	<b>7,197</b>	<b>6,415</b>	<b>0,767</b>	
Dolomity hronika	18	4,35	6,543	5,586	0,614	Malík a Kordík, 1999
Vápence veporika	3	3,53	8,569	6,373	2,581	Malík a Kordík, 1999
<b>Vápence a dolomity stredného triasu (všetkých jednotiek)</b>	<b>11</b>	<b>4,16</b>	<b>6,824</b>	<b>5,374</b>	<b>0,804</b>	
<b>Vulkanické brekcie rematskej a flochovskej formácie</b>	<b>1</b>			<b>5,227</b>		

Tab. 5.2. Hodnoty porovnávacieho hydraulického parametra – indexu priepustnosti  $Z$  – v jednotlivých skúmaných oblastiach západnej časti Veľkej Fatry.

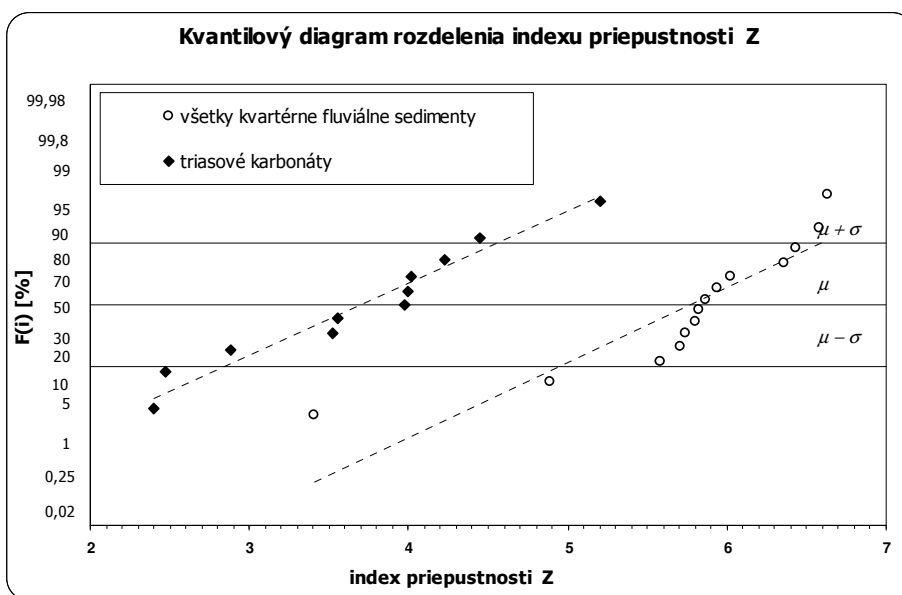
Oblasť, jednotka	Počet vrtov	Min. $Z$	Max. $Z$	priemer	Smerodajná odchýlka	Zdroj informácií
Náplavy Váhu	11	4,89	7,222	6,048	0,604	Malík a Kordík, 1999
Všetky náplavy menších tokov	12	2,71	6,347	4,909	1,237	Malík a Kordík, 1999
Všetky náplavy (Váh + menšie toky)	15	4,89	6,699	5,843	0,522	Malík a Kordík, 1999
<b>Náplavy Váhu</b>	<b>5</b>	<b>4,89</b>	<b>6,436</b>	<b>5,764</b>	<b>0,554</b>	
<b>Náplavy menších tokov</b>	<b>9</b>	<b>3,41</b>	<b>6,635</b>	<b>5,776</b>	<b>0,966</b>	
<b>Všetky holocénne aluviálne náplavy</b>	<b>14</b>	<b>3,41</b>	<b>6,635</b>	<b>5,772</b>	<b>0,818</b>	
Dolomity hronika	18	2,67	5,334	3,964	0,712	Malík a Kordík, 1999
Vápence veporika	3	1,32	7,013	4,577	2,933	Malík a Kordík, 1999
<b>Vápence a dolomity stredného triasu (všetkých jednotiek)</b>	<b>11</b>	<b>2,40</b>	<b>5,201</b>	<b>3,699</b>	<b>0,853</b>	
<b>Vulkanické brekcie rematskej a flochovskej formácie</b>	<b>1</b>			<b>4,148</b>		

Z obrázka 5.2 je zrejmé, že holocénne aluviálne náplavy majú až o jeden rád vyššiu strednú hodnotu indexu prietochnosti [aritmetický priemer  $M(Y) = 6,51$ ,  $\sigma Y = 0,77$ ] v porovnaní s triasovými karbonátmi vo Veľkej Fatre (stredné hodnoty  $M(Y) = 5,37$ , smerodajné odchýlky  $\sigma Y = 0,80$  podľa tab. 5.1], no homogenita oboch prostredí je približne rovnaká. V prípade porovnávania ich priepustnosti pomocou porovnávacieho parametra  $Z$  (obr. 5.3) je priepustnosť (t. j. schopnosť prepúšťať kvapalinu v rámci vrstvy jednotkovej hrúbky) holocénnych aluviálnych náplavov až o dva rády (stonásobne) vyššia než táto schopnosť triasových karbonátov [ $M(Z) = 5,77$  v alúviách oproti 3,70 v karbonátoch]. Vysoká rôznorodosť v rozdelení priepustnosti v prípade vápencov a dolomitov totiž spôsobuje, že veľká časť hydrogeologických vrtov nezasiahne privilegované cesty obehu podzemnej vody, čo následne spôsobuje nízke štatistické hodnoty hydraulických parametrov pri zohľadňovaní výsledkov všetkých vrtných prác v týchto horninách. Z hľadiska hodnôt smerodajných odchýlok  $\sigma Z = 0,82$ , resp. 0,85 (tab. 5.2) sú však obe porovnávané horninové prostredia podobné. Na kvantilových diagramoch (obr. 5.2 a 5.3) sa to prejavuje rovnobežným priebehom distribúcie porovnávacích indexov  $Y$  i  $Z$ .

Ak medzi sebou porovnáваме holocénne aluviálne náplavy Váhu a fluválne sedimenty výplní dolín na západných svahoch Veľkej Fatry – pravostranných prítokov Turca (obr. 5.4 a 5.5), zistíme, že celková stredná hodnota priepustnosti (charakterizovanej pomocným indexom  $Z$ ) je v oboch prov-

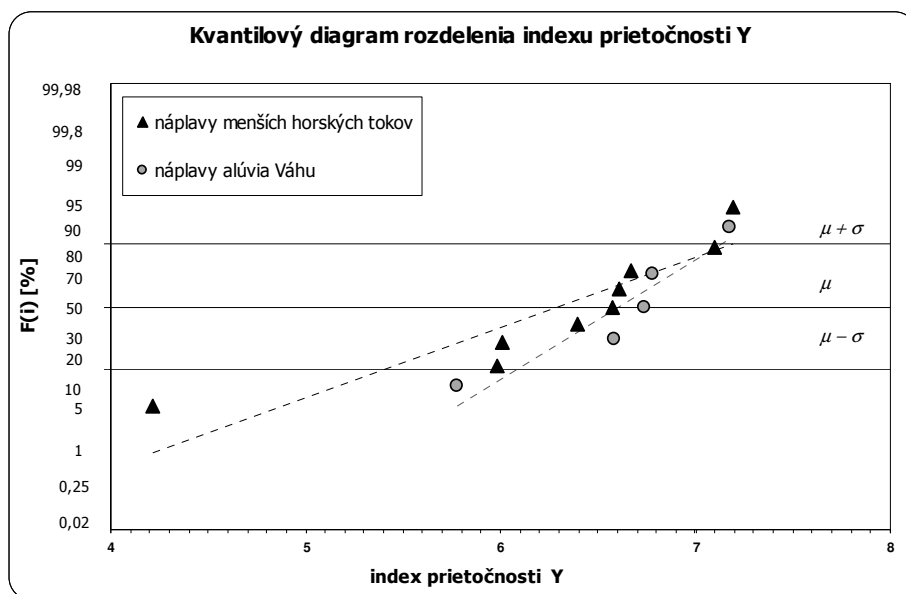


Obr. 5.2. Charakteristiky rozdelenia hodnôt porovnávacieho hydraulického parametra – indexu prietochnosti  $Y$  – jednotlivých horninových typov západnej časti Veľkej Fatry, ktoré bolo možné hodnotiť na základe hydrodynamických skúšok realizovaných na hydrogeologických vrtoch (porovnanie hydraulických vlastností holocénnych aluviálnych sedimentov a triasových karbonátov).

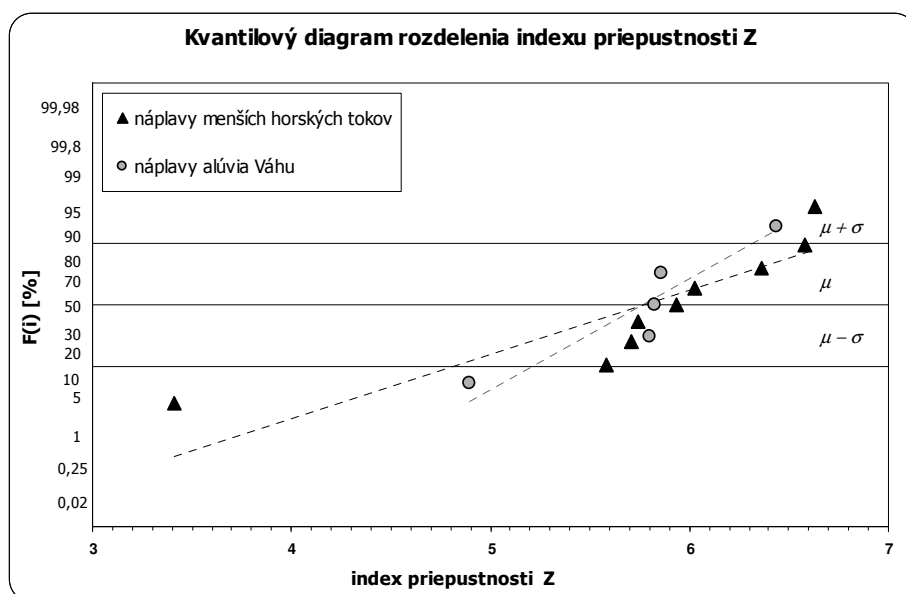


Obr. 5.3. Charakteristiky rozdelenia hodnôt porovnávacieho hydraulického parametra – indexu priepustnosti  $Z$  – jednotlivých horninových typov západnej časti Veľkej Fatry, ktoré bolo možné hodnotiť na základe hydrodynamických skúšok realizovaných na hydrogeologických vrtoch.

návaných súboroch takmer rovnaká [ $M(Z) = 5,76$  v prípade náplavov Váhu a  $5,78$  v prípade náplavov menších prítokov], pričom celkový rozptyl hodnôt  $Z$  aj hodnota smerodajnej odchýlky  $\sigma_Z = 0,97$  sú vyššie pri menších alúviách, kým alúvium Váhu v oblasti Krpeľany – Ľubochňa vykazuje vyššiu homogenitu hodnôt priepustnosti ( $\sigma_Z = 0,55$ ). Rozdiely sú však mierne vypuklejšie v prípade hodnôt indexu prietochnosti  $Y$ , charakterizujúceho celkovú transmisivitu, teda hodnotu ovplyvňovanú aj hrúbkou zvodne:  $M(Y)$  vo vážskom alúviu =  $6,61$  a v alúviách menších prítokov má hodnotu  $6,31$ . Aj tento rozdiel však nie je taký kontrastujúci ako v prípade porovnávania predchádzajúcich horninových typov. Smerodajné odchýlky  $\sigma_Y$  opäť odrážajú vyššiu filtračnú homogenitu náplavov Váhu (kde  $\sigma_Y = 0,52$ ), kým pri náplavoch Blatnického potoka, Nespalského potoka a Žarnovky (Teplice) sú tieto hodnoty vyššie ( $\sigma_Y = 0,89$ ). Údaje sú uvedené aj v tabuľkách 5.1 a 5.2. Vyšší stupeň filtračnej homogenity dnových sedimentov Váhu sa prejavuje aj strmším priebehom distribučnej osi indexov  $Y$  a  $Z$  na obr. 5.4 a 5.5.



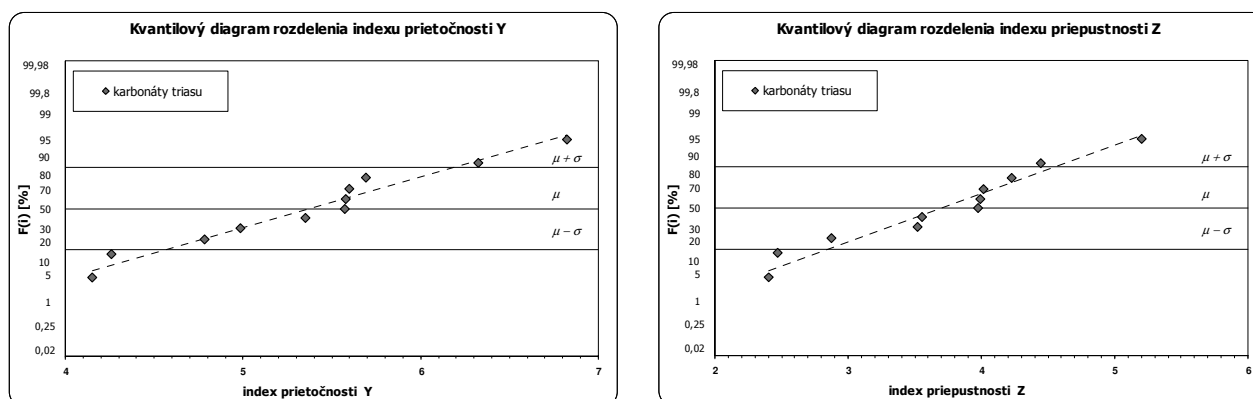
Obr. 5.4. Charakteristiky rozdelenia hodnôt porovnávacieho hydraulického parametra – indexu prietochnosti  $Y$  – fluviálnych sedimentov kvartéru alúvia Váhu jednotlivých menších alúvií západnej časti Veľkej Fatry.



Obr. 5.5. Charakteristiky rozdelenia hodnôt porovnávacieho hydraulického parametra – indexu priepustnosti  $Z$  – fluviálnych sedimentov kvartéru alúvia Váhu jednotlivých menších alúvií západnej časti Veľkej Fatry.

V prípade vyhodnotenia porovnávacích indexov prietochnosti a priepustnosti získaných interpretáciou hydrodynamických skúšok na hydrogeologických vrtoch, vyhlbených predovšetkým v dolomitoch necpalského a štureckého príkrovu (hronikum) v oblasti Blatnica – Mošovce – Turčianske Teplice – Čremošné, a hydrogeologických vrtoch v horninovom prostredí triasových karbonátov veporika v Necpalskej doline sme postupovali analogicky. Získané kvantilové diagramy rozdelenia hodnôt indexov  $Y$  a  $Z$  sú znázornené na obr. 5.6. Ako vidno z nízkeho sklonu distribúcie oboch parametrov, ide o heterogénne prostredie ( $\sigma_Y = 0,80$  a  $\sigma_Z = 0,85$ ; pozri tab. 5.1 a 5.2), s aritmetickými priermi hodnôt  $Y$  a  $Z$   $M(Y) = 5,37$  a  $M(Z) = 3,70$  a s mediánmi hodnôt  $Md(Y) = 5,57$  a  $Md(Z) = 3,97$ . V tabuľkách 5.1 a 5.2 sú uvedené aj hodnoty, ktoré sa zistili v analogickom prostredí v práci Malíka a Kordíka (1999). V tejto práci reportované hodnoty hydraulických vlastností triasových karbonátov sa skôr približujú k hodnotám odvodeným z dolomitov hronika (Malík a Kordík, 1999). Rozdelenie prietochnosti v prípade vápencov veporika bolo v uvedenej správe získané iba z troch vrtoch, z ktorých jeden (v oblasti Motyčiek-Jergál) patrí k vrtoch s najvyššou produktivitou (stovky  $l \cdot s^{-1}$ ) na našom území a stanovenie

stredných hodnôt  $Y$  a  $Z$  (tab. 5.1 a 5.2) má v tomto prípade len orientačný charakter. Stredné hodnoty indexu  $Y/Z$  boli v minulosti (Malík a Kordík, 1999) stanovené v dolomitoch hronika na 5,59/3,96 a vo vápencoch 6,37/4,58, pričom smerodajné odchýlky hodnôt  $Y$   $\sigma_Y$  boli v dolomitoch 0,61 a vo vápencoch 2,58(!).



Obr. 5.6. Charakteristiky rozdelenia hodnôt porovnávacieho hydraulického parametra – indexu prietochnosti  $Y$  a indexu priepustnosti  $Z$  – triasových karbonátov západnej časti Veľkej Fatry.

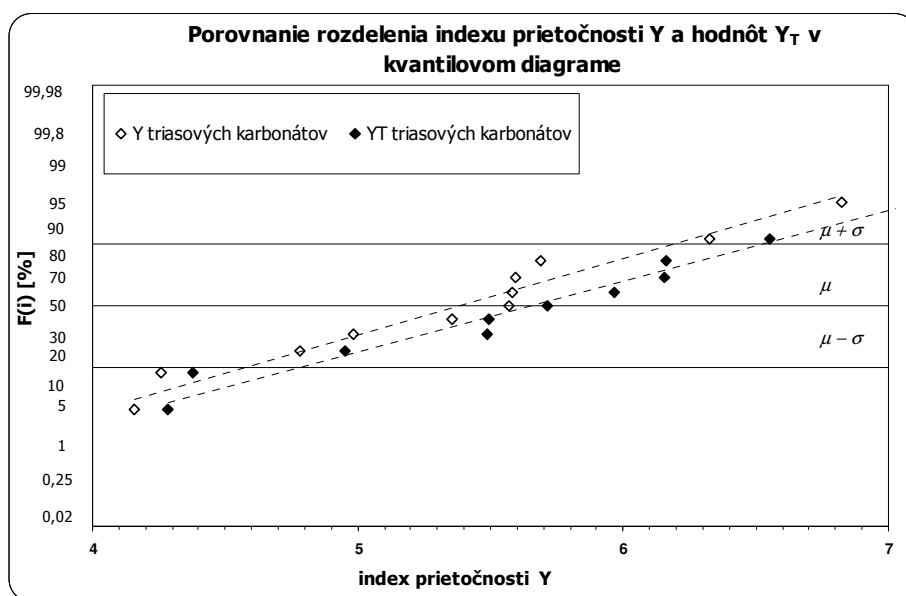
Z uvedeného horninového prostredia, ktorého hydraulické vlastnosti sa overovali čerpacími skúškami, sme sa pokúsili stanoviť hodnotu logaritmickej prepočtovej diferencie. Logaritmickej prepočtovej diferencie  $d$  zohľadňuje dodatočný (lineárny aj nelineárny) hydraulický odpor pri prúde vody horninovým prostredím do vrtu a vrtom k jeho ústiu, pričom pri jej dobrom poznaní môžeme ľahko vyjadrovať hodnoty striktných hydraulických koeficientov  $k$  a  $T$  pomocou vzťahov  $T = 10(Y + d - 9)$  [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ] a  $k = 10(Z + d - 9)$  [ $m \cdot s^{-1}$ ], resp. v prípade rozdielu medzi hodnotami  $\log T$  a  $\log q$  v danom prostredí platí vzťah  $d = \log T - \log q$  (pozri aj podkapitolu 4.2). Hodnoty celkovej logaritmickej prepočtovej diferencie  $d$  sme stanovovali ako súčet jednotlivých čiastkových logaritmickej prepočtovej diferencie  $d_0$ , neúplnostnej diferencie  $dL$  a kvadratickej turbulencnej diferencie  $dC$ ). Tieto čiastkové logaritmickej prepočtovej diferencie sa získavali výpočtovými metódami podľa vzťahov prevzatých z práce Jetela (1985) pri každom individuálnom hydrogeologickom vrte, resp. na ňom vykonávanej hydrodynamickej skúške. Následne sme sa pokúsili odhadnúť regionálne hodnoty logaritmickej prepočtovej diferencie kvartérnych náplavov a karbonátových hornín (dolomity hronika) vo Veľkej Fatre. Výsledné porovnania môžeme nájsť na kvantilových diagramoch znázorňujúcich distribúciu hodnôt indexov prietochnosti  $Y$  a  $YT$  a indexov priepustnosti  $Z$  a  $Zk$  na obrázkoch 5.7 až 5.10. Na týchto grafoch vzdialenosť priesečníkov osí nanosených hodnôt  $Z$  a  $Zk$ , resp.  $Y$  a  $YT$  s hodnotou 50 % kvantilu (medián) dáva možnosť grafického odhadu hodnoty logaritmickej prepočtovej diferencie  $d$ . Keďže však tieto hodnoty máme k dispozícii aj v číselnej podobe, stredné (regionálne) hodnoty logaritmickej prepočtovej diferencie  $d$  sú následne prezentované aj v tabuľkovej forme (tab. 5.3 a 5.4).

Ako možno odhadnúť z grafických hodnôt na uvedených obrázkoch 5.6 až 5.10 a ako bolo stanovené z priemeru individuálnych hodnôt  $d$  z 5 hydrogeologických vrtoch, regionálne hodnoty logaritmickej prepočtovej diferencie kvartérnych náplavov Váhu majú hodnotu 0,26 s rozptylom hodnôt od 0,15 do 0,28 (Malík a Kordík, 1999, uvádzajú z alúvia Váhu hodnotu  $d$  len okolo 0,02 a zo všetkých kvartérnych sedimentov aluviálnych nív v oblasti Veľkej Fatry hodnotu logaritmickej prepočtovej diferencie veľmi blízku číslu 0,00). Na základe našich súčasných zistení je stredná hodnota  $d$  všetkých kvartérnych náplavov rovnaká, t. j. rovná 0,00, pri rozpätí hodnôt zo 14 vrtoch od  $-0,47$  až do  $0,38$ . V prípade náplavov menších tokov potom zodpovedá odhad strednej hodnoty (aritmetický priemer – distribúcia hodnôt  $d$  je normálne rozdelená)  $-0,14$  (9 vrtoch s rozsahom  $d$  od  $-0,47$  do  $0,17$ ).

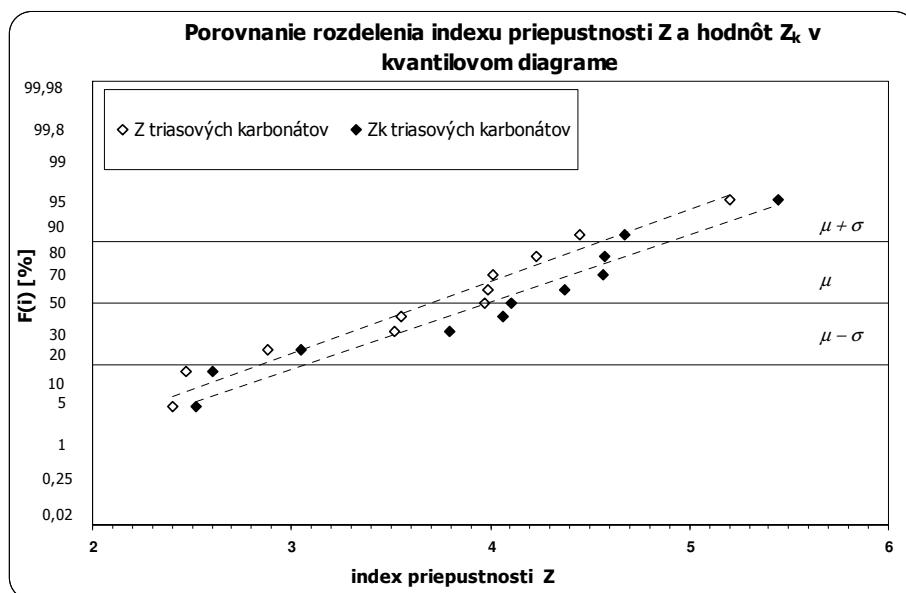
V dolomitoch hronika bola na základe výsledkov z 18 vrtoch porovnaním hodnôt na grafe (Malík a Kordík, 1999) odhadnutá regionálna logaritmickej prepočtovej diferencie 0,09. Na základe reinterpretácie 11 hydrodynamickej skúšok na hydrogeologických vrtoch v triasových karbonátoch boli vypočítané hodnoty  $d$  od 0,12 do 0,58, s hodnotou aritmetického priemeru 0,28. Výsledky sú zhrnuté v tab. 5.3. V správe o hydrogeologických pomeroch východnej časti Veľkej Fatry uvádzajú



Malík a Kordík (1999) okrem vypočítaných logaritmických prepočtových diferencií aj stanovené hodnoty  $d$  z výberových vrtov. Hodnoty získané z kvantilových diagramov  $Z$  a  $Z_k$  boli rozdielne oproti hodnotám stanoveným výpočtom – v kvartérnych uloženinách to bolo 0,13 oproti 0,00 a v dolomitoch hronika 0,27 oproti 0,09. Priebeh vyrovnávajúcich čiar horninového prostredia dolomitov svedčil o znižujúcej sa logaritmickú prepočtovú diferenciu  $d$  s rastúcim indexom prietochnosti  $Y$ , resp. samotnou prietochnosťou  $T$ , smerom od kladných hodnôt k záporným. Spracovaním údajov z hydrogeologických vrtov lokalizovaných v kvartérnych sedimentoch riečnych nív (36 vrtov) vyšla výsledná hodnota logaritmickú prepočtovú diferenciu  $d = 0,059$ , veľmi blízka ich stanoveniu z porovnania hodnôt na grafe (0,13).

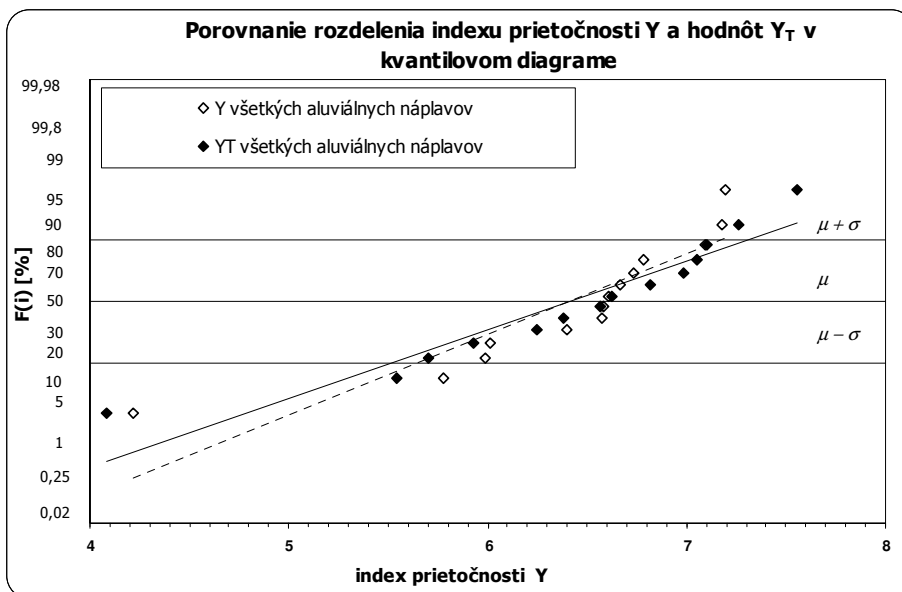


Obr. 5.7. Porovnanie charakteristík rozdelenia hodnôt indexov prietochnosti  $Y$  a  $Y_T$  triasových karbonátov.

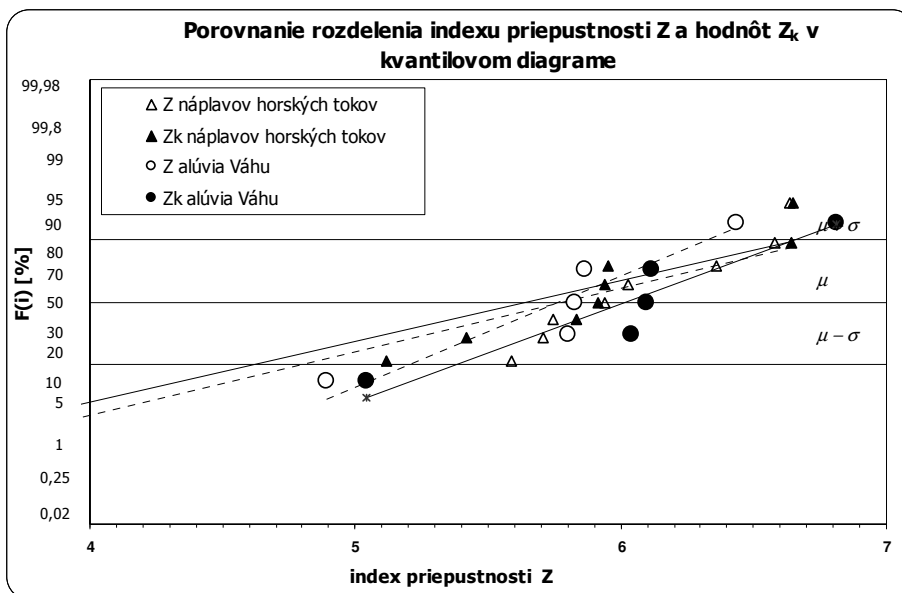


Obr. 5.8. Porovnanie charakteristík rozdelenia hodnôt indexov priepustnosti  $Z$  a  $Z_k$  triasových karbonátov.

Získané hodnoty logaritmických prepočtových diferencií  $d$  kvartérnych náplavov a triasových karbonátov sme následne použili pri ďalších výpočtoch regionálnych odhadov striktné hydraulických parametrov – koeficientu prietochnosti  $T$  a koeficientu filtrácie  $k$  – podľa rovníc uvedených v časti 4.2. Výsledky sú zhrnuté v tabuľkách 5.4 a 5.5.



Obr. 5.9. Porovnanie charakteristík rozdelenia hodnôt indexov prietochnosti Y a  $Y_T$  aluviálnych náplavov.



Obr. 5.10. Porovnanie charakteristík rozdelenia hodnôt indexov priepustnosti Z a  $Z_k$  aluviálnych náplavov.

Tab. 5.3. Odhad regionálnych hodnôt logaritmickej prepočtových diferencií v hydraulicky testovanom horninovom prostredí (na obr. 5.6 až 5.10), resp. v hydrogeologických vrtoch situovaných v kvartérnych náplavoch a triasových karbonátoch vo Veľkej Fatre. Zvýraznené sú hodnoty získané v rámci tejto práce, uvedené sú aj hodnoty z východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999).

Horninový typ	d	n	Zdroj informácií
Kvartér, len výberové vrty (zobrazené v kvantilových diagramoch Z a $Z_k$ )	0,132	12	Malík a Kordík, 1999
Kvartér, všetky hydrogeologické vrty	0,059	36	Malík a Kordík, 1999
<b>Náplavy Váhu</b>	<b>0,26</b>	<b>5</b>	
<b>Náplavy menších tokov</b>	<b>-0,14</b>	<b>9</b>	
<b>Všetky holocénne aluviálne náplavy</b>	<b>0,00</b>	<b>14</b>	
Dolomity, len výberové vrty (zobrazené v kvantilových diagramoch Z a $Z_k$ )	0,267	5	Malík a Kordík, 1999
Dolomity, všetky hydrogeologické vrty	0,289	18	Malík a Kordík, 1999
Vápence, všetky hydrogeologické vrty	0,408	3	Malík a Kordík, 1999
<b>Vápence a dolomity stredného triasu (všetkých jednotiek)</b>	<b>0,28</b>	<b>11</b>	
<b>Vulkanické brekcie rematskej a flochovskej formácie</b>	<b>0,95</b>	<b>1</b>	

Tab. 5.4. Odhad regionálnych hodnôt koeficientu prietochnosti  $T$  spolu so zistenými vlastnosťami indexu prietochnosti  $Y$  niektorých horninových typov v západnej časti Veľkej Fatry. Zvýraznené sú hodnoty získané v rámci tejto práce, uvedené sú aj hodnoty z východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999).

	n	Min. Y	Max. Y	M (Y)	Smerod. odchýlka $\sigma Y$	d	Odhad stred. hodnoty $T$ [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ]	Zdroj informácií
Náplavy Váhu	11	5,78	7,398	6,513	0,55	0,059	$3,73 \cdot 10^{-3}$	Malík a Kordík, 1999
Náplavy menších tokov	12	3,34	6,670	5,373	1,14	0,059	$2,70 \cdot 10^{-4}$	Malík a Kordík, 1999
<b>Náplavy Váhu</b>	<b>5</b>	<b>5,78</b>	<b>7,176</b>	<b>6,611</b>	<b>0,515</b>	<b>0,26</b>	<b><math>9,73 \cdot 10^{-3}</math></b>	
<b>Náplavy menších tokov</b>	<b>9</b>	<b>4,21</b>	<b>7,197</b>	<b>6,306</b>	<b>0,887</b>	<b>-0,14</b>	<b><math>2,39 \cdot 10^{-3}</math></b>	
<b>Všetky holocénne aluviálne náplavy</b>	<b>14</b>	<b>4,21</b>	<b>7,197</b>	<b>6,415</b>	<b>0,767</b>	<b>0,00</b>	<b><math>3,94 \cdot 10^{-3}</math></b>	
Dolomity hronika	18	4,35	6,543	5,586	0,61	0,289	$7,51 \cdot 10^{-4}$	Malík a Kordík, 1999
Vápence veporika	3	3,53	8,569	6,373	2,58	0,408	$6,04 \cdot 10^{-3}$	Malík a Kordík, 1999
<b>Vápence a dolomity stredného triasu (všetkých jednotiek)</b>	<b>11</b>	<b>4,16</b>	<b>6,824</b>	<b>5,374</b>	<b>0,804</b>	<b>0,28</b>	<b><math>5,16 \cdot 10^{-4}</math></b>	
<b>Vulkanické brekcie rematskej a flochovskej formácie</b>	<b>1</b>			<b>5,227</b>		<b>0,95</b>	<b><math>1,51 \cdot 10^{-3}</math></b>	

Tab. 5.5. Odhad regionálnych hodnôt koeficientu filtrácie  $k$  spolu so zistenými vlastnosťami indexu prietochnosti  $Z$  niektorých horninových typov v západnej časti Veľkej Fatry. Zvýraznené sú hodnoty získané v rámci tejto práce, uvedené sú aj hodnoty z východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999).

	n	Min. Z	Max. Z	M (Z)	Smerod. odchýlka $\sigma Z$	d	Odhad stred. hodnoty $k$ [ $m \cdot s^{-1}$ ]	Zdroj informácií
Náplavy Váhu	11	4,892	7,222	6,048	0,60	0,059	$1,28 \cdot 10^{-3}$	Malík a Kordík, 1999
Náplavy menších tokov	12	2,714	6,347	4,909	1,24	0,059	$9,30 \cdot 10^{-5}$	Malík a Kordík, 1999
<b>Náplavy Váhu</b>	<b>5</b>	<b>4,89</b>	<b>6,436</b>	<b>5,764</b>	<b>0,554</b>	<b>0,26</b>	<b><math>1,25 \cdot 10^{-3}</math></b>	
<b>Náplavy menších tokov</b>	<b>9</b>	<b>3,41</b>	<b>6,635</b>	<b>5,776</b>	<b>0,966</b>	<b>-0,14</b>	<b><math>8,22 \cdot 10^{-4}</math></b>	
<b>Všetky holocénne aluviálne náplavy</b>	<b>14</b>	<b>3,41</b>	<b>6,635</b>	<b>5,772</b>	<b>0,818</b>	<b>0,00</b>	<b><math>8,80 \cdot 10^{-4}</math></b>	
Dolomity hronika	18	2,671	5,334	3,964	0,71	0,289	$1,79 \cdot 10^{-5}$	Malík a Kordík, 1999
Vápence veporika	3	1,32	7,013	4,577	2,93	0,408	$9,65 \cdot 10^{-5}$	Malík a Kordík, 1999
<b>Vápence a dolomity stredného triasu (všetkých jednotiek)</b>	<b>11</b>	<b>4,16</b>	<b>6,824</b>	<b>5,374</b>	<b>0,804</b>	<b>0,28</b>	<b><math>1,28 \cdot 10^{-5}</math></b>	
<b>Vulkanické brekcie rematskej a flochovskej formácie</b>	<b>1</b>			<b>5,227</b>		<b>0,95</b>	<b><math>1,26 \cdot 10^{-4}</math></b>	

Z uvedených odhadov regionálnych stredných hodnôt koeficientov prietochnosti  $T$  a koeficientov filtrácie  $k$  vyplýva, že kvartérne náplavy Váhu majú iba jeden a pol až dvojnásobne vyššiu priepustnosť (stredná hodnota zhruba  $1,25 \cdot 10^{-3} m \cdot s^{-1}$ ) oproti náplavom menších pravých prítokov Turca ( $8,22 \cdot 10^{-4} m \cdot s^{-1}$ ). Po zohľadnení priemernej hrúbky zvodní v odhadoch koeficientu prietochnosti  $T$  sú tieto hodnoty vyššie v prospech kvartérnych sedimentov vážskeho alúvia – ich prietochnosť je až štvornásobne vyššia (porovnanie stredných hodnôt:  $9,73 \cdot 10^{-3} m^2 \cdot s^{-1}$  oproti  $2,39 \cdot 10^{-3} m^2 \cdot s^{-1}$  – pozri tab. 5.4 a 5.5).

Z karbonátových hornín hronika a veporika boli aj v minulosti vypočítané zdanlivo pomerne nízke hodnoty koeficientov filtrácie  $k$  – v dolomitoch hronika bol odhad strednej hodnoty koeficientu filtrácie  $k = 1,79 \cdot 10^{-5} m \cdot s^{-1}$ , vo vápencoch veporika bola priradená hodnota  $k 9,65 \cdot 10^{-5} m \cdot s^{-1}$  (Malík a Kordík, 1999). K vápencom a dolomitom stredného triasu všetkých jednotiek bol v rámci nových hodnotení priradený odhad strednej hodnoty  $Md(k) = 1,28 \cdot 10^{-5} m \cdot s^{-1}$ . Takéto hodnoty zdanlivo vôbec nezvýrazňujú známy vodohospodársky význam týchto horninových typov. Je to spôsobené veľmi vysokou heterogenitou týchto kolektorov, ako aj významom ich hrúbky – stredné hodnoty koeficientov prietochnosti  $T$  boli v predchádzajúcej štúdií stanovené na  $7,51 \cdot 10^{-4} m^2 \cdot s^{-1}$  (dolomity hronika) a  $6,04 \cdot 10^{-3} m^2 \cdot s^{-1}$  (vápence veporika). K triasovým karbonátom všetkých jednotiek sme teraz priradili

hodnotu  $Md(T) = 5,16 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , teda v týchto prípadoch môžeme rátať s hrúbkou kolektorov rádo-vo v desiatkach až prvých stovkách metrov. Zistené hodnoty prietochnosti však napriek tomu nespádajú do najvyšších kategórií – bodové údaje boli interpolované z rôzne situovaných vrtov s rôznou úspešnosťou. Preto pri danom stupni heterogenity prezentované hodnoty prietochnosti a koeficientu filtrácie nevystihujú významnú schopnosť karbonátových hornín sústreďovať väčšie množstvo podzemnej vody a zapojiť ju do hlbšieho obehu. Preto sme pri zostavovaní hydrogeologickej mapy v prípade karbonátových hornín vychádzali predovšetkým z hodnôt merného odtoku podzemnej vody a nie zo stredných hodnôt odhadov prietochnosti získanej z riedko situovaných hydrogeologických vrtov. Dané údaje o koeficientoch prietochnosti  $T$  a filtrácie  $k$  získané štatistickým spracovaním hydrodynamických skúšok na vrtoch treba brať len ako orientačné, odvodené zo súboru s malou početnosťou. V legende k základnej hydrogeologickej mape západnej časti Veľkej Fatry sa napríklad k všetkým triasovým karbonátovým horninám bez ohľadu na ich príslušnosť k tektonickej jednotke (tatrikum, veporikum, hronikum) v súlade s hodnotou použitou pri zostavovaní hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry priraduje hodnota prietochnosti  $T 1,70 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , ktorá podľa nás lepšie vystihuje hydraulický charakter a vodárenský význam tohto horninového prostredia.

K úplnosti spracovania hydraulických charakteristík horninového prostredia z hydrodynamických skúšok na vrtoch treba dodať, že v oblasti Dolnej Štubne sa vrtom DŠ-1 hlbokým 25,0 m hydraulicky testovalo horninové prostredie vulkanických brekcií rematskej a flochovskej formácie (tab. 5.1 až 5.5). Hodnota zisteného indexu prietochnosti  $Y$  bola 5,227, indexu priepustnosti  $Z = 4,148$ , výpočtom odvodená hodnota logaritmickej prepočtovej diferencie  $d$  mala hodnotu 0,95 a z týchto hodnôt boli odvodené koeficient prietochnosti  $T = 1,51 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  a koeficient filtrácie  $k = 1,26 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Ide však o údaje z jedného vrtu, ktoré majú iba orientačnú výpovednú hodnotu.

Pri zvyšnej časti územia, v ktorej neboli vyhlásené žiadne hydrogeologické vrty, sme totiž na porovnanie hydrogeologickej funkcie jednotlivých horninových typov použili štatistické spracovanie počtov a výdatností zdokumentovaných prameňov odvodňujúcich jednotlivé litostratigrafické jednotky. V tabuľkách 5.6 až 5.13 sú uvedené počty a výdatnosť prameňov všetkých horninových typov, ich plošné rozšírenie, priemerná nadmorská výška, okamžitý merný odtok vo forme prameňov a hustota prameňov v rámci jednotlivých vyčlenených hydrogeologických horninových typov.

Na základe merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov ( $q_{pram}$ ) sme sa pokúsili aspoň orientačne stanoviť odhady hodnôt koeficientov prietochnosti tých horninových typov, v ktorých neboli vyhlásené žiadne hydrogeologické vrty. Pretože sa však rozličné litologické typy hornín nachádzajú v rôznej nadmorskej výške a s tým súvisí aj množstvo efektívnych zrážok, ktoré sa môže zúčastniť na formovaní podzemnej vody, najprv bolo potrebné prepočítať hodnoty merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov  $q_{pram}$  na jednotnú nadmorskú výšku; v tomto prípade priemernú nadmorskú výšku západnej časti Veľkej Fatry 829,0 m n. m. Pri tejto hodnote sa robila analýza odtoku vo forme prameňov (priemerná nadmorská výška zmapovaného územia západnej časti Veľkej Fatry je 840,7 m n. m.). Pri zohľadnení faktu, že celkové úhrny zrážok, ako aj úhrny efektívnych zrážok sa zvyšujú s rastúcou nadmorskou výškou, prepočítané hodnoty merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov  $q_{pram}$  budú menšie než zistené vo vyššie položených horninových typoch. Pri nižšej priemernej nadmorskej výške hodnotených hydrogeologických horninových typov sa prepočtom táto hodnota, naopak, zvýši.

Orientačný prepočet, ktorý sme v našom prípade použili, vychádzal z predpokladu výškového gradientu zrážok vo Veľkej Fatre 75 mm na 100 m nadmorskej výšky a z predpokladu 41 % podielu efektívnych zrážok z celkového množstva v tejto oblasti. Analogický prepočet použitý v práci Malíka a Kordíka (1999) vychádzal z rovnakého zrážkového gradientu, 75 mm na 100 m nadmorskej výšky, podiel efektívnych zrážok tu však bol 50 %. Dôvodom zmeny tohto podielu boli prepočty pomerov celkových a efektívnych zrážok, vykonané na hodnotenom území na základe práce Švasty a Malíka (2006). Výškové gradienty zrážok odvodené z dlhodobých úhrnov rokov 1931 – 1960, 1951 – 1980 a 1981 – 2000 sú znázornené na obr. 5.11. Hodnoty boli stanovené z priemerných ročných úhrnov z príslušných období, zistených na zrážkomerných staniciach Ružomberok, Liptovská Lúžna, Liptovská Osada, Liptovské Revúce, Ľubochňa, Ľubochňa-Rakytov, Kral'ovany, Salatín (Ľubochňa), Motyčky, Turčianska Štiavnička, Turčianske Teplice, Blatnica, Uľanka, Harmanec, Korytnica, Staré Hory, Dolný Kubín, Necpaly, Belá-Dulice a Martin. Do úvahy sme následne vzali druhé a tretie spomenuté obdobie

Tab. 5.6. Celková plocha jednotlivých horninových typov a priemerná nadmorská výška ich vystupovania v západnej časti Veľkej Fatry spolu s počtom, sumárnou výdatnosťou prameňov a priemernou výdatnosťou na 1 prameň. Pozn.: Horninové typy označené hviezdíčkom \* (vápence a dolomity tatrika, veporika a hronika) sumarizujú vlastnosti samostatne charakterizovaných vápencov a dolomitov a nemôžu byť započítané do štatistiky).

Horninový typ	P	Priem. nadm. výška [m]	Počet prameňov	$\Sigma Q$ [ $l \cdot s^{-1}$ ]	Priem. Q [ $l \cdot s^{-1}$ ]
Antropogénne sedimenty	0,061	483,6			
Proluviálne sedimenty holocénu	0,864	517,8			
Fluviálne sedimenty holocénu menších tokov	18,304	603,1			
Holocénne fluviálne sedimenty Váhu	3,840	427,9			
Kvartérne organogénne sedimenty: slatiny a slatinné hliny	0,247	503,4			
Travertíny a penovce	0,062	474,7			
Hlinito-kamenité deluviálne sedimenty	24,675	620,6			
Fluviálne sedimenty pleistocénu	2,369	519,9			
Blažovské súvrstvie (dák – roman): piesčité štrky a piesky	0,310	512,8			
Martinské súvrstvie (sarmat – panón): íly, prachy a piesky	0,408	525,2	16	2,22	0,14
Andezity rematskej a flochovskej formácie	0,066	684,1			
Hrubé vulkanoklastiká rematskej a flochovskej formácie	2,494	660,3	7	0,48	0,07
Vulkanoklastiká turčeckej formácie	0,029	427,9			
Budišské súvrstvie (báden): zlepenca, pieskovce, ílovce a tufity	0,043	520,0	1	0,01	0,01
Rakšianske súvrstvie (egenburg – sp. báden): karbonát. zlepenca a piesčité vápence	0,634	518,5	5	1,04	0,21
Zuberecké súvrstvie (pieskovce a ílovce paleogénu)	0,184	454,0	2	0,06	0,03
Hutianske súvrstvie (ílovce paleogénu)	4,724	533,2	23	7,66	0,33
Olistolity organogénnych vápencov v hutianskom súvrství	0,007	588,9			
Borovské súvrstvie (zlepenca a pieskovce paleogénu)	3,910	600,1	19	3,46	0,18
Hlavné dolomity hronika (vrchný trias – T3)	0,192	910,5	2	0,03	0,02
Lunzske vrstvy hronika	0,126	807,2			
Vápence stredného triasu (T2) hronika	39,231	875,6	208	370,63	1,78
Dolomity stredného triasu (T2) hronika	84,832	875,2	576	500,91	0,87
Vápence a dolomity stredného triasu (T2) hronika*	124,063	875,3	784	871,54	1,11
Porubské súvrstvie veporika	6,015	708,9	51	6,82	0,13
Slienité vápence a bridlice veporika	62,303	867,6	340	153,91	0,45
Rádioláriové vápence a rádiolarity veporika (J2)	4,817	896,1	53	26,10	0,49
Pestré slienité vápence a bridlice T3 až J1 veporika	14,497	835,3	191	64,86	0,34
Karpatský keuper veporika	12,505	902,7	186	59,82	0,32
Hlavné dolomity veporika	0,596	929,7	5	0,22	0,04
Lunzske vrstvy veporika	0,404	834,0	4	0,21	0,05
Vápence stredného triasu veporika	6,170	851,6	97	154,20	1,59
Dolomity stredného triasu veporika	43,978	896,0	271	849,27	3,13
Vápence a dolomity stredného triasu (T2) veporika*	50,147	890,5	368	1 003,47	2,73
Lúžňanské vrstvy veporika (T1)	0,065	656,9	1	0,12	0,12
Porubské súvrstvie tatrika	5,377	888,2	60	11,16	0,19
Slienité vápence a bridlice tatrika	4,061	815,1	67	13,09	0,20
Rádioláriové vápence a rádiolarity veporika (J2)	0,023	754,5			
Pestré slienité vápence a bridlice T3 až J1 tatrika	3,928	820,6	37	10,27	0,28
Karpatský keuper tatrika	0,778	761,8	11	2,70	0,25
Dolomity stredného triasu (T2) tatrika	4,665	932,5	66	17,61	0,27
Vápence stredného triasu (T2) tatrika	0,933	816,6	41	24,75	0,60
Vápence a dolomity stredného triasu (T2) tatrika*	5,598	913,2	107	42,36	0,40
Verfénske vrstvy tatrika (T1)	0,370	917,1			
Lúžňanské súvrstvie tatrika (T1)	2,856	874,9	29	3,75	0,13
Granitoidné horniny	27,846	888,0	372	58,51	0,16
SPOLU/PRIEMER:	389,798	826,9	2 741	2 343,88	0,86

s výškovými zrážkovými gradientmi 77 mm, resp. 78 mm na 100 m. Podobné hodnoty možno odvodiť z publikácie o klimatických a fenologických pomeroch Stredoslovenského kraja (kolektív autorov, 1972), kde pri vyššej nadmorskej výške (viac ako 600 m) možno odvodiť zrážkový gradient až 102 mm na 100 m výšky (spracované podľa údajov z rokov 1931 – 1960). V našom prípade sme za toto obdobie (1931 – 1960) odvodili veľkosť výškového zrážkového gradientu 94 mm na 100 m výšky. Vyššie hodnoty gradientov z obdobia 1931 – 1960 sme však v našom prípade nezohľadnili.

Tab. 5.7. Okamžitý merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov ( $q_{\text{pram}}$ ), hustota prameňov a priemerná výdatnosť prameňov v jednotlivých horninových typoch západnej časti Veľkej Fatry. Pozn.: V tabuľke sú uvedené len tie hydrogeologické typy, v ktorých bol zdokumentovaný aspoň jeden prameň. Horninové typy označené hviezdikou\* (vápence a dolomity) sú charakterizované aj osve a nemôžu byť započítané do štatistiky).

Horninový typ	$q_{\text{pram}}$ [l · s <sup>-1</sup> · km <sup>-2</sup> ]	Hustota prameňov [km <sup>-2</sup> ]	Priem. Q [l · s <sup>-1</sup> ]
Martinské súvrstvie (sarmat – panón): íly, prachy a piesky	5,43	39,22	0,14
Hrubé vulkanoklastiká rematskej a flochovskej formácie	0,19	2,81	0,07
Budišské súvrstvie (báden): zlepenca, pieskovce, ílovce a tufity	0,23	23,21	0,01
Rakšianske súvrstvie (egenburg – sp. báden): karbon. zlepenca a piesč. vápence	1,64	7,88	0,21
Zuberecké súvrstvie (pieskovce a ílovce paleogénu)	0,33	10,88	0,03
Hutianske súvrstvie (ílovce paleogénu)	1,62	4,87	0,33
Borovské súvrstvie (zlepenca a pieskovce paleogénu)	0,89	4,86	0,18
Hlavné dolomity hronika (vrchný trias – T3)	0,18	10,42	0,02
Vápence stredného triasu (T2) hronika	9,45	5,30	1,78
Dolomity stredného triasu (T2) hronika	5,90	6,79	0,87
Vápence a dolomity stredného triasu (T2) hronika*	7,02	6,32	1,11
Porubské súvrstvie veporika	1,13	8,48	0,13
Slienité vápence a bridlice veporika	2,47	5,46	0,45
Rádioláriové vápence a rádiolarity veporika (J2)	5,42	11,00	0,49
Pestré slienité vápence a bridlice T3 až J1 veporika	4,47	13,18	0,34
Karpatský keuper veporika	4,78	14,87	0,32
Hlavné dolomity veporika	0,37	8,39	0,04
Lunzske vrstvy veporika	0,52	9,90	0,05
Vápence stredného triasu veporika	24,99	15,72	1,59
Dolomity stredného triasu veporika	19,31	6,16	3,13
Vápence a dolomity stredného triasu (T2) veporika*	20,01	7,34	2,73
Lúžňanské vrstvy veporika (T1)	1,85	15,42	0,12
Porubské súvrstvie tatrika	2,07	11,16	0,19
Slienité vápence a bridlice tatrika	3,22	16,50	0,20
Pestré slienité vápence a bridlice T3 až J1 tatrika	2,62	9,42	0,28
Karpatský keuper tatrika	3,47	14,14	0,25
Dolomity stredného triasu (T2) tatrika	3,77	14,15	0,27
Vápence stredného triasu (T2) tatrika	26,52	43,93	0,60
Vápence a dolomity stredného triasu (T2) tatrika*	7,57	19,11	0,40
Lúžňanské súvrstvie tatrika (T1)	1,31	10,15	0,13
Granitoidné horniny	2,10	13,36	0,16
SPOLU/PRIEMER:	6,01	12,59	0,86

Pri každom horninovom type sa vyčíslila hodnota prepočítaného merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov  $q_p$  podľa rovnice

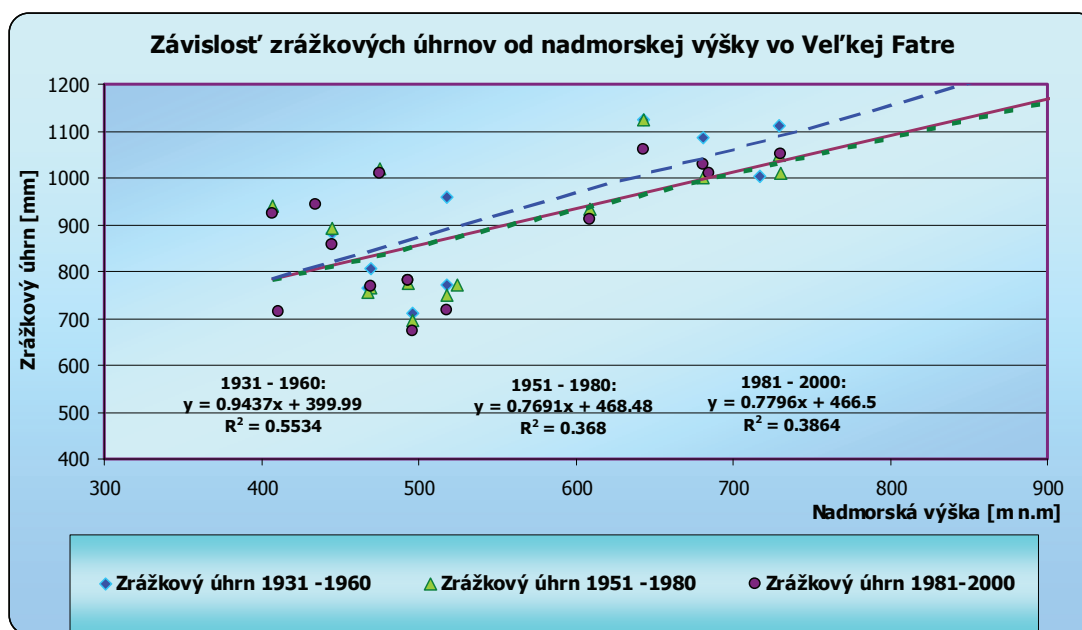
$$q_p = q_{\text{pram}} - (H_c - H_{zVF}) \cdot 0,000317098 \cdot g_z \cdot p_E,$$

- kde:  $q_p$  – prepočítaný merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov [ $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ],  
 $q_{pram}$  – zistený merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov [ $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ],  
 $H_c$  – priemerná nadmorská výška hodnoteného horninového typu [m],  
 $H_{zVF}$  – priemerná nadmorská výška celého územia – v našom prípade 829,0 [m],  
 $G_Z$  – výškový gradient zrážok [ $mm \cdot m^{-1}$ ],  
 $p_E$  – priemerný podiel efektívnych zrážok na celkovom zrážkovom úhrne v oblasti.

Tab. 5.8. Okamžitý merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov, prepočítaný vzhľadom na priemernú nadmorskú výšku a odhad transmisivity podľa analógie s karbonátovými horninami hronika v jednotlivých horninových typoch západnej časti Veľkej Fatry.

Horninový typ	$q_{pram}$ [ $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ]	$q_p$ prepočítaná $q_{pram}$ [ $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ]	Odhad T podľa $q_p$ – prepoč. $q_{pram}$ [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ]
Martinské súvrstvie (sarmat – panón): íly, prachy a piesky	5,43	8,41	$3,92 \cdot 10^{-4}$
Hrubé vulkanoklastiká rematskej a flochovskej formácie	0,19	1,84	$8,59 \cdot 10^{-5}$
Budišské súvrstvie (báden): zlepenca, pieskovce, fľovce a tufity	0,23	3,26	$1,52 \cdot 10^{-4}$
Rakšianske súvrstvie (egenburg – sp. báden): karbonátové zlepenca a piesčité vápence	1,64	4,68	$2,18 \cdot 10^{-4}$
Zuberecké súvrstvie (pieskovce a fľovce paleogénu)	0,33	4,00	$1,86 \cdot 10^{-4}$
Hutianske súvrstvie (fľovce paleogénu)	1,62	4,52	$2,11 \cdot 10^{-4}$
Borovské súvrstvie (zlepenca a pieskovce paleogénu)	0,89	3,13	$1,46 \cdot 10^{-4}$
Hlavné dolomity hronika (vrchný trias – T3)	0,18	-0,62	$-2,87 \cdot 10^{-5}$
Vápence stredného triasu (T2) hronika	9,45	8,99	$4,19 \cdot 10^{-4}$
Dolomity stredného triasu (T2) hronika	5,90	5,45	$2,54 \cdot 10^{-4}$
Vápence a dolomity stredného triasu (T2) hronika*	7,02	6,57	$3,07 \cdot 10^{-4}$
Porubské súvrstvie veporika	1,13	2,31	$1,08 \cdot 10^{-4}$
Slienité vápence a bridlice veporika	2,47	2,09	$9,77 \cdot 10^{-5}$
Rádioláriové vápence a rádiolarity veporika (J2)	5,42	4,76	$2,22 \cdot 10^{-4}$
Pestré slienité vápence a bridlice T3 až J1 veporika	4,47	4,41	$2,06 \cdot 10^{-4}$
Karpatský keuper veporika	4,78	4,06	$1,90 \cdot 10^{-4}$
Hlavné dolomity veporika	0,37	-0,61	$-2,87 \cdot 10^{-5}$
Lunzske vrstvy veporika	0,52	0,47	$2,20 \cdot 10^{-5}$
Vápence stredného triasu veporika	24,99	24,77	$1,16 \cdot 10^{-3}$
Dolomity stredného triasu veporika	19,31	18,66	$8,70 \cdot 10^{-4}$
Vápence a dolomity stredného triasu (T2) veporika*	20,01	19,41	$9,05 \cdot 10^{-4}$
Lúžňanské vrstvy veporika (T1)	1,85	3,53	$1,65 \cdot 10^{-4}$
Porubské súvrstvie tatrika	2,07	1,50	$6,98 \cdot 10^{-5}$
Slienité vápence a bridlice tatrika	3,22	3,36	$1,57 \cdot 10^{-4}$
Pestré slienité vápence a bridlice T3 až J1 tatrika	2,62	2,70	$1,26 \cdot 10^{-4}$
Karpatský keuper tatrika	3,47	4,13	$1,93 \cdot 10^{-4}$
Dolomity stredného triasu (T2) tatrika	3,77	2,76	$1,29 \cdot 10^{-4}$
Vápence stredného triasu (T2) tatrika	26,52	26,64	$1,24 \cdot 10^{-3}$
Vápence a dolomity stredného triasu (T2) tatrika*	7,57	6,74	$3,15 \cdot 10^{-4}$
Lúžňanské súvrstvie tatrika (T1)	1,31	0,86	$4,03 \cdot 10^{-5}$
Granitoidné horniny	2,10	1,52	$7,11 \cdot 10^{-5}$
SPOLU/PRIEMER:	6,01	3,45	$1,61 \cdot 10^{-4}$

Poznámka: V tabuľke sú uvedené len tie hydrogeologické typy, v ktorých bol zdokumentovaný aspoň jeden prameň. Horninové typy označené hviezdíčkou\* (vápence a dolomity) sú charakterizované aj osve a nemôžu byť započítané do štatistiky).



Obr. 5.11. Závislosť zrážkových úhrnov od nadmorskej výšky v pohorí Veľká Fatra.

Pri riešení konkrétnych prípadov sme na území západnej časti Veľkej Fatry vychádzali z hodnôt  $H_{zVF} = 829,0$  m,  $g_Z = 0,75$  mm  $\cdot$  m $^{-1}$  a  $p_E = 0,41$  (41 %). V ďalšom postupe sa teda pri orientačnom stanovení odhadov hodnôt koeficientov prietochnosti jednotlivých horninových typov vychádzalo z predpokladu vzájomnej závislosti merného odtoku, prietochnosti horninového prostredia a miestnych klimatických pomerov. Tento vzťah bol zjednodušene linearizovaný, pričom sa prijal predpoklad, že vplyv klimatických pomerov sa eliminoval, resp. nivelizoval v uvedenej rovnici. Zároveň bola využitá hodnota prietochnosti karbonátov hronika, vyčíslená v predchádzajúcej práci venovanej východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999) na  $7,51 \cdot 10^{-4}$  m $^2$   $\cdot$  s $^{-1}$ , aby sa pri oboch častiach pohoria aplikoval rovnaký postup.

Vplyv transmisivity na formovanie merného odtoku podzemnej vody, resp. prepočítaného merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov  $q_p$  sa po eliminácii vplyvu rozdielnych zrážkových úhrnov považoval za rozhodujúci faktor. Výpočet odhadu strednej hodnoty transmisivity by sa mohol teda spätne urobiť podľa hodnoty prepočítaného merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov  $q_p$  daného horninového prostredia podľa rovnice:

$$T_{prm} = T_h \cdot (q_p / q_{ph}),$$

kde:

$T_{prm}$  – odhad strednej hodnoty transmisivity daného horninového prostredia z prepočítaného merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov [m $^2$   $\cdot$  s $^{-1}$ ],

$T_h$  – stredná hodnota transmisivity karbonátov hronika [m $^2$   $\cdot$  s $^{-1}$ ],

$Q_p$  – prepočítaný merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov daného horninového prostredia [l  $\cdot$  s $^{-1}$   $\cdot$  km $^{-2}$ ],

$q_{ph}$  – prepočítaný merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov karbonátov hronika [l  $\cdot$  s $^{-1}$   $\cdot$  km $^{-2}$ ].

Takto získané hodnoty odhadov strednej hodnoty transmisivity jednotlivých horninových typov sú uvedené v tab. 5.8. V tabuľke vystupujú aj niektoré záporné hodnoty transmisivity, resp. prepočítaného merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov. Sú to čísla získané jednoduchým prepočtom a pri ďalšom zohľadňovaní nám poslúžia len ako signál značne zníženej priepustnosti daného horninového prostredia. Je zrejmé, že takýto prepočet nemôže poskytnúť spoľahlivé hodnoty vzhľadom na značné zjednodušenia, ktoré sa pri ňom vykonali. V danom geografickom prostredí však predsa len môže poslúžiť pri vzájomnom porovnávaní hydrogeologickej funkcie jednotlivých horninových typov, ktoré by bolo možné inak uskutočniť len ťažko.

Priemerný merný odtok vo forme prameňov (merný pramenný odtok) v celej západnej časti pohoria Veľká Fatra na základe údajov o všetkých prameňoch a plochách všetkých horninových typov bol vyčíslený na  $q = 6,01$  l  $\cdot$  s $^{-1}$   $\cdot$  km $^{-2}$  (tab. 5.8) ako podiel sumárnej výdatnosti prameňov a plochy hodno-



teného územia. Jeho hodnota prepočítaná na priemernú nadmorskú výšku západnej časti pohoria qp (takisto tab. 5.8) by však mal byť rovnaká, pretože ide o tú istú nadmorskú výšku (829,0 m), čiže  $q_p = q = 6,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . V tabuľke 5.8 preto uvádzame ako priemernú hodnotu medián všetkých vypočítaných hodnôt qp jednotlivých horninových typov, čiže  $q_p = 3,45 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a stredná hodnota koeficientu prietočnosti  $T_{pr} \approx 1,61 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  uvedená v tejto tabuľke (5.8) z celej západnej časti Veľkej Fatry je tiež mediánom všetkých vypočítaných hodnôt koeficientu  $T_{pr}$  jednotlivých horninových typov.

Odvožené hodnoty transmisivity sme použili vo viacerých prípadoch ako pomôcku pri zostavovaní hydrogeologickej mapy, najmä tam, kde boli iné hydrogeologické charakteristiky nedostupné alebo ťažko získateľné. Predpokladáme, že ďalšie výskumy prinesú v tomto ohľade úplnejšie charakteristiky. Pri súčasnom stave poznania sme sa však snažili vykonať maximum na opis a vzájomné porovnanie jednotlivých druhov hornín zastúpených v západnej časti Veľkej Fatry pri snahe o zachovanie konzistentnosti s výsledkami dosiahnutými pri hodnotení východnej časti tohto pohoria (Malík a Kordík, 1999).

## HYDROGEOLOGICKÉ CELKY A HORNINOVÉ TYPY

Horniny vystupujúce v skúmanom území západnej časti Veľkej Fatry ako kolektory podzemnej vody (zvodnenca) alebo v závislosti od svojej priepustnosti aj ako regionálne izolátory možno vo všeobecnosti rozdeliť na viacero základných hydrogeologických celkov:

- **hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov,**
- **hydrogeologický celok neogénnych sedimentov,**
- **hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov,**
- **hydrogeologický celok paleogénnych sedimentov,**
- **hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov,**
- **hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika,**
- **hydrogeologický celok hornín kryštalinika.**

Hydrogeologické celky karbonátových hornín mezozoika a nekarbonátových hornín mezozoika možno potom ďalej rozdeliť podľa základných tektonických jednotiek budujúcich západnú časť Veľkej Fatry na:

- **hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika tatrika,**
- **hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika veporika,**
- **hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika hronika,**

resp.

- **hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov tatrika,**
- **hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov veporika.**

Hydrogeologické celky hornín kryštalinika a nekarbonátových hornín mezozoika možno charakterizovať puklinovým typom priepustnosti s rozdielnym stupňom ich porušenia v prívrchovej zóne, často podmieneným tektonickým namáhaním alebo procesmi svahových deformácií. Hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika charakterizuje krasovo-puklinový typ priepustnosti s vysokým stupňom tvorby a sústredenia podzemnej vody. Kvartérne uloženiny sú vzhľadom na elevačný charakter územia menej rozvinuté, s medzizrnovým typom priepustnosti a s malou hrúbkou.

Takto vyčlenené základné hydrogeologické celky sme ďalej rozčlenili na 44 horninových typov podľa ich litologického zloženia, litostratigrafickej príslušnosti, typu priepustnosti, spôsobu obehu podzemnej vody a schopnosti jej akumulácie a koncentrácie do prirodzených sústredených výstupov. V ďalšom texte budeme detailnejšie charakterizovať jednotlivé horninové typy znázornené na hydrogeologickej mape západnej časti Veľkej Fatry. Z hľadiska väčšej prehľadnosti budeme jednotlivé hydrogeologické celky a v rámci nich vyčlenené horninové typy podávať v obrátenom stratigrafickom slede, t. j. od najmladšieho po najstarší, resp. potom v slede na seba nasunutých tektonických jednotiek (hronikum na veporiku, veporikum na tatriku). V rámci tektonických jednotiek nebudeme v poradí rozlišovať karbonátové a nekarbonátové horninové typy. Pri jednotlivých horninových typoch uvádzame pri ich názve v poradí vždy aj dva indexy: ako **prvý** litologický a stratigrafický index, ktorý identifikuje príslušné horninové prostredie v prípade dokumentácie prameňov (pozri aj tab. 2.4), ako aj index, ktorý

ich v zmysle metodiky (Malík et al., 2003), resp. smerníc MŽP SR na zostavovanie základných hydrogeologických máp označuje na ploche hydrogeologickej mapy (**druhý** v poradí, za lomkou). Pretože litologický typ horninového prostredia je na mape definovaný typom použitej šrafy, druhý zo spomínaných indexov (na mape) preto vyjadruje len stratigrafickú, litostratigrafickú, prípadne tektonickú príslušnosť alebo genetický typ (pri kvartérnych sedimentoch). Oba indexy sú od seba oddelené lomkou pred názvom horninového prostredia uvedeným v legende k hydrogeologickej mape.

## Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov

### **aQ/aQ antropogénne sedimenty: skládky a navážky**

Antropogénne sedimenty zaberajú na zmapovanom území plochu len 0,061 km<sup>2</sup>. Je pre ne charakteristická medzizrnová priepustnosť s veľmi veľkou heterogenitou filtračných parametrov v závislosti od povahy sypaného materiálu. V rámci konštrukcie hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry sme ich v súlade s hydrogeologickou mapou východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999) „per analogiam“ charakterizovali veľkosťou koeficientu transmisivity v rozmedzí  $1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , skutočné hodnoty sa však budú lokálne veľmi odlišovať. Ich priemerná nadmorská výška je 483,6 m – nachádzajú sa teda v najnižších polohách, v blízkosti osídlených oblastí.

### **pQ/pQ proluviálne sedimenty holocénu: štrky, piesky, hlinité štrky a hliny náplavových a ronových kužeľov**

Proluviálne sedimenty, najmä hlinito-piesčité štrky a hlinito-kamenité deluviálne sedimenty, sa všeobecne považujú za nízko priepustné. Vyplýva to zo značnej zahľinenosti sedimentov, nízkej pórovej priepustnosti, z ich malej rozlohy a dopĺňania podzemnej vody prevažne iba z infiltrácie atmosférickej vody. Majú medzizrnovú priepustnosť. Na ploche západnej časti Veľkej Fatry zaberajú proluviálne sedimenty holocénu spolu 0,864 km<sup>2</sup> s priemernou nadmorskou výškou 517,8 m. Strednú hodnotu koeficientu transmisivity odhadujeme v rozmedzí  $1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (v súlade s mapou Malíka a Kordíka, 1999), skutočné hodnoty však značne kolíšu v závislosti od lokálnych pomerov a prítomnosti jemných frakcií v sedimentoch náplavových kužeľov. Hrúbka náplavových kužeľov sa značne líši v závislosti od miestnych geologických pomerov, sklonitosti povodia a rýchlosti zdvihu lokálnych blokov, môže však dosahovať až zhruba 10 m.

### **fQ/fQ fluviaálne sedimenty holocénu: štrky a piesky s pokryvom piesčitých hĺn poriečnych nív (fluviaálne sedimenty holocénu menších tokov + holocénne fluviaálne sedimenty Váhu)**

Medzizrnová priepustnosť tohto vodohospodársky najdôležitejšieho horninového typu v rámci hydrogeologického celku kvartérnych sedimentov bola bližšie kvantifikovaná na základe viacerých archivovaných hydrogeologických prác. Z uvedených odhadov regionálnych stredných hodnôt koeficientov filtrácie  $k$  vyplýva, že kvartérne náplavy Váhu majú asi 1,5- až 2x vyššiu priepustnosť (stredná hodnota  $k$  asi  $1,25 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) oproti náplavom menších horských tokov (prítokov Turca –  $k$  asi  $8,22 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Hodnoty koeficientu prietochnosti  $T$  (Váh – stredná hodnota  $9,73 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ; náplavy menších prítokov  $2,39 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ), zohľadňujúce priemernú hrúbku zvodní, sú však potom štvornásobne vyššie v prospech kvartérnych sedimentov vážskej zvodne (pozri tab. 5.4 a 5.5). Napriek tomu však pri zobrazovaní hodnôt prietochnosti menších tokov na hydrogeologickej mape berieme do úvahy aj hodnoty zistené vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999) a zaradíme ich do kategórie s  $T$  v rozmedzí  $1 \cdot 10^{-4}$  až  $3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , čo predstavuje podhodnotenie až o jeden rád. Početnosť súborov, z ktorých sa tieto údaje na západe pohoria získavali, však nebola vysoká a v záujme jednotnosti zobrazení západnej a východnej časti volíme radšej takýto prístup. Napokon, pozorný užívateľ mapy si na náročnejšie štúdie dané hodnoty neodvodzuje priamo z mapy, ale potrebné charakteristiky excerptuje aj z príslušných textových vysvetliviek.

Odhady regionálnych hodnôt koeficientov prietochnosti  $T$  a filtrácie  $k$  boli vyčíslené z indexov prietochnosti  $Y$  (6,61, resp. 6,31) a  $Z$  (5,76, resp. 5,77) podľa Jetela (1985, 1995) pri použití logaritmickej

prepočtovej diferencie 0,26, resp. -0,14. Smerodajné odchýlky indexu prietochnosti  $Y$  a indexu priepustnosti  $Z$ , na základe ktorých môžeme určovať variabilitu filtračných parametrov, majú v celom súbore hydrodynamických skúšok realizovaných v aluviálnych sedimentoch hodnoty  $\sigma_Y = 0,77$  a  $\sigma_Z = 0,82$ . V sedimentoch nivy Váhu sú tieto hodnoty nižšie ( $\sigma_Y = 0,52$  a  $\sigma_Z = 0,55$ ), stretávame sa tu teda s nízkou variabilitou prietochnosti v kategórii (**b**) podľa *Smernice na zostavovanie HG máp* (0,3 až 0,6). V holocénnej aluviálnej výplni dolín pravostranných prítokov Turca na západných svahoch Veľkej Fatry sú hodnoty  $\sigma_Y = 0,89$  a  $\sigma_Z = 0,97$ ), teda na rozhraní 3. a 4. (**c – d**) kategórie variability prietochnosti podľa smernice na zostavovanie základných hydrogeologických máp MŽP SR, resp. metodiky (Malík et al., 2003).

Hĺbka predkvartérnej bázy holocénnych štrkov a pieskov kolíše v oblasti pod korytom Váhu od zhruba 6,0 do zhruba 16,0 m. Môžeme tu rátať s priemernou hĺbkou 10,5 m a s priemernou hrúbkou zvodne 6,4 m pri rozsahu tejto hrúbky 2,0 až 9,6 m. Statická hladina podzemnej vody sa v tejto oblasti (Lubochňa – Kralovany – Krpeľany – Nolčovo) pohybuje v hĺbke od 2,0 do 6,4 m pod terénom (priemerne 4,0 m p. t.), úrovne narazenej hladiny sa pohybujú od 2,0 do 4,3 m pod terénom (priemerne 3,6 m p. t.). Podzemná voda má teda aj vo vážskom alúviu mierne napätú úroveň hladiny (v súvislosti s heterogenitou priepustnosti, resp. s rozdelením ciest jej rýchlejšieho a pomalšieho prúdenia a následne rôznou piezometrickou výškou zodpovedajúcou odporovým stratám počas prúdenia). Priemerný rozdiel narazených a statických hladín je tu okolo 0,4 m. V prípade menších horských tokov je hrúbka zvodne menšia – priemerne 3,2 m (zistený rozsah od 1,8 do 6,2 m) a báza („pevné podložie“ štrkov sa tu nachádza v hĺbke od 4,0 do 7,2 m (priemer 4,9 m), čo zodpovedá zdvíhanému bloku tejto krajinskej časti. Aj tu sa počas víťania často zistí mierne napätá úroveň hladiny podzemnej vody s priemerným rozdielom narazených a statických hladín 0,3 m. Príčina je analogická ako v prípade nivy Váhu. Prezentované údaje sa zistili v alúviách Žarnovky (Teplice) pri Čremošnom, Blatnického potoka pri Blatnici a vnútri Necpalskej doliny. Analogické hodnoty však môžeme očakávať aj v alúviách Podhradského potoka, Klackého potoka (Kantorská dolina), Sklabinského potoka, Jasenského potoka, Belianskeho potoka, Gaderského/Blatnického potoka vo väčšine jeho dĺžky, ako aj v oblasti väčších tokov v okolí Rakše.

Holocénne fluviálne štrky a piesky poriečnych nív, resp. ich hydraulické vlastnosti sú okrem tabuliek 5.1 až 5.5, 5.9 a 5.10. charakterizované v predchádzajúcom texte aj na obr. 5.2 až 5.5, 5.9 a 5.10. Tento horninový typ zaberá spolu v západnej časti Veľkej Fatry 22,14 km<sup>2</sup> plochy hodnoteného územia, t. j. 5,7 %. Jeho priemerná nadmorská výška 572,7 m v porovnaní s priemerom 826,9 m západnej časti Veľkej Fatry zodpovedá údolným oblastiam. Alúvium Váhu však má priemernú nadmorskú výšku 427,9 m (oblasť Lubochňa – Kralovany – Krpeľany – Nolčovo) pri svojej celkovej ploche 3,84 km<sup>2</sup> a alúviá menších horských tokov nadmorskú výšku 603,1 m pri celkovej ploche 18,30 km<sup>2</sup>.

#### **oQ/oQ kvartérne organogénne sedimenty – slatiny a slatinné hliny**

Slatiny a slatinné hliny sa vyskytujú v depresných častiach nív a v oblastiach plošných výverov podzemnej vody. Ide o plytké slatiniská tvorené rašelinou s nedostatočne rozloženou organickou hmotou. Sú tu prevažne lúčne rašeliny s prevahou spoločenstva ostríc, krovín, tráv a rašelinníka. Na hodnotenom území západnej časti Veľkej Fatry sa však zaznamenali ich plošne rozsiahlejšie výskyt len na troch miestach: v oblasti výverov minerálnej vody pri Rojkove (v rámci ochraňovaného biotopu) a na 2 vzájomne blízkych lokalitách na úpätí západných svahov pohoria medzi Blatnicou a Mošovcami. Ich celková plocha je len 0,247 km<sup>2</sup> (priemerná nadmorská výška 503,4 m). Spomenúť treba aj výskyt v oblasti Hája, a najmä Rakše (chránené územie), ktoré však vzhľadom na svoj rozsah nie sú na mape rozlíšené. Rojkovské rašelinisko je unikátne striedaním vrchoviskovej a slatinnej rašeliny a vegetácie. Na základe analógie (odhadom) sa všeobecne predpokladá, že toto prostredie má celkove nízku priepustnosť medzizrnového typu so strednou hodnoty  $T$  v rozsahu od  $1 \cdot 10^{-6}$  do  $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , čo je dané vysokým stupňom viazanosti obsiahnutej podzemnej vody na jemné častice slatinísk.

#### **tQ/tQ travertíny a penovce pleistocénu a holocénu**

Pleistocénnym a holocénnym travertínom a penovcom napriek malej ploche ich rozšírenia – 0,062 km<sup>2</sup> (v priemernej nadmorskej výške 474,7 m) – pripisujeme značný hydrogeologický význam. Dôvodom je ich genéza, priamo spätá s významnými sústredenými vývermi podzemnej vody, ale aj

veľmi vysoká krasovo-puklinová priepustnosť. Tá sa priamo na území Veľkej Fatry overovala iba jedným hydrogeologickým vrtom vo východnej časti pohoria v oblasti Štubní ( $T = 1,29 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ; Malík a Kordík, 1999). Na základe skúseností z iných analogických území však môžeme vo všeobecnosti tento horninový typ zaradiť do najvyššej triedy prietochnosti. Celková plocha travertínov bude aj v západnej časti Veľkej Fatry väčšia, pretože na geologickej mape (Polák et al., 1997) boli zdokumentované iba ich najvýznamnejšie výskyty. Na nej a následne aj na našej mape sú rozlíšené iba výskyty travertínov a penovcov na lokalitách Rojkov (nad obcou v oblasti výverov minerálnej vody), Horná Štubňa, Nolčovo (pravý prítok Veľkej doliny) a v dolnej časti Necpalskej doliny. Menšie výskyty penovcov možno nájsť opísané najmä v poznámkach dokumentácie prameňov (príloha 4).

### **dQ/dQ hlinito-kamenité deluviálne sedimenty**

Delúviá charakterizované medzizrnovým typom priepustnosti zaberajú až 6,33 % rozlíšenej plochy na území hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry, t. j. 24,675 km<sup>2</sup>. Ich prítomnosť môžeme predpokladať temer na všetkých svahoch. Ich hrúbka je však väčšinou menšia ako 2,0 m alebo sa ich výskyt považuje za menej dôležitý v porovnaní so zobrazením okolitého horninového prostredia. Je pre ne charakteristická vysoká heterogenita, v horninách typu hydrogeologického masívu sú v hydraulickej spojitosti s pripovrchovou rozvetranou zónou a zúčastňujú sa na sprostredkovaní obehu podzemnej vody v tomto horninovom prostredí. Priemerná nadmorská výška ich mapovo zdokumentovaného výskytu je 620,6 m. Strednú hodnotu koeficientu transmisivity odhadujeme v rozmedzí od  $3 \cdot 10^{-5}$  do  $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (Malík a Kordík, 1999). Pri interpretácii hydrogeologickej mapy si musíme uvedomiť, že reprezentujú iba nevelmi hrubú pripovrchovú vrstvu a že v ich podloží často vystupujú horninové typy zistené v ich bezprostrednom okolí, ktorých hranice sa nepodarilo presne geologicky zdokumentovať.

### **fQp fluviálne sedimenty pleistocénu: štrky, piesčité štrky a piesky**

Plošné zastúpenie pleistocénnych terasových sedimentov na študovanom území západnej časti Veľkej Fatry predstavuje iba 10,7 % celkového rozsahu holocénnych kvartérnych náplavov (2,369 km<sup>2</sup>, t. j. 0,61 % plochy územia západnej časti Veľkej Fatry) a ich priemerná nadmorská výška je 519,9 m. Terasové štrky sa v menšej miere nachádzajú v oblasti Váhu (v okolí obce Ratkovo), väčšie plošné zastúpenie majú medzi Belou-Dulicami a Necpalmi, v oblasti Necpál, Rakše, Hája, ako aj pozdĺž toku Žarnovky južne od Čremošného. S výnimkou oblasti Hája ide o sedimenty nižších a stredných terás. Hrúbka pleistocénnych štrkovo-piesčitých náplavov sa podobne ako vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999) zvyčajne pohybuje od 3,0 do 9,0 m, zriedkavo dosahuje až 20,0 m. Terasové systémy sú často preseknuté proluviálnymi náplavovými kužeľmi vychádzajúcimi z dolín. Štrky terás majú svoju bázu nad úrovňou hladiny povrchovej vody v hlavných recipientoch a strácajú tak možnosť hydraulického súvisu s povrchovou vodou. Sú dotované z miestnych zrážok alebo prítokom podzemnej vody z vyššie položených svahovín, zväčša hlinito-kamenitých sutín. Strednú hodnotu koeficientu transmisivity odhadujeme v rozmedzí  $1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , t. j. zodpovedajúcu priemernej transmisivite použitej pri tomto type prostredia vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999). Je to vzhľadom na väčšie zahĺbenie terasových štrkov, ale aj menšiu hrúbku zvodne, hoci celková hrúbka terás môže byť často väčšia než v prípade holocénnych náplavov (3 – 8 m, oproti niektorým prípadom spodného pleistocénu, kde je to niekedy až 20 m).

### **Hydrogeologický celok neogénnych sedimentov**

Oproti východnej časti Veľkej Fatry sa na západnom okraji tohto pohoria stýkajú prevažne mezozoické hydrogeologické celky s neogénnou sedimentárnou výplňou Turčianskej kotliny (s hydrogeologickým celkom neogénnych sedimentov). Ide o horninové prostredie, ktoré vzhľadom na vzťah k podzemnej vode môže byť regionálne charakterizované ako kolektorové, s medzizrnovým typom priepustnosti. V našej práci sa opierame o hydrogeologické charakteristiky jednotlivých litostratigrafických typov neogénnych hornín Turčianskej kotliny, ktoré boli vypracované v rámci paralelného zostavovania základnej hydrogeologickej mapy tohto územia v mierke 1 : 50 000 (Michalko et al., 2005).

**špNbl/Nbl piesčité štrky a piesky, ojedinele s polohami vápnných ílov (siltov), blažovského súvrstvia (dák až roman)**

Blažovské súvrstvie tvoria pliocénne piesčité štrky s polohami a šošovkami pieskovcov a piesčitých ílov, ojedinele aj s polohami vápnných ílov a miestami aj vulkanitov. Je to najrozšírenejšia neogénna formácia východného okraja Turčianskej kotliny, najvrchnejší horizont, ktorý stratigraficky patrí do dáku až rumanu. Ide o kolektor podzemnej vody tvorený fluviálno-limnickými sedimentmi s medzizrnovou priepustnosťou, ktoré podľa Gašparika et al. (1995) dosahujú hrúbku 100 až 150 m. Na základe výsledkov hydrodynamických skúšok na 12 hydrogeologických vrtoch tu Michalko et al. (2005) určili strednú hodnotu koeficientu transmisivity na  $T = 1,42 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , s vysokou variabilitou prietochnosti, až 1,158. Blažovské súvrstvie na zobrazenom území zaberá len malú plochu,  $0,310 \text{ km}^2$ , s priemernou nadmorskou výškou 512,8 m.

**iNm/Nm íly, prachy, lignity, piesky, pieskovce a štrky (sarmat až panón) martinského súvrstvia**

Medzi obcami Necpaly a Folkušová, ale aj medzi Mošovcami a Blatnicou (v okolí osady Mazan) vystupujú íly a prachy s polohami lignitu, pieskovcov, pieskov a štrkov – limnických sedimentov sarmatu až panónu. Ich plošné rozšírenie je malé ( $0,408 \text{ km}^2$ ; priemerná nadmorská výška 525,2 m), bol tu však zaznamenaný výstup podzemnej vody až v 16 prameňoch. Pri danom počte prameňov a ploche územia je tu najvyššia hustota výskytu prameňov ( $39,22 \text{ km}^{-2}$ ) v rámci celého hodnoteného územia. Ich priemerná výdatnosť je však len  $0,14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , mediánová hodnota výdatnosti len  $0,06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , pričom výdatnosť sa pohybuje od  $0,01$  do  $0,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Celkový odtok podzemnej vody vo forme prameňov zistený na základe jednorazových pozorovaní tu bol  $2,22 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri mernom odtoku vo forme prameňov  $5,43 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Po prepočítaní merného odtoku podľa uvedených postupov na nadmorskú výšku a rozdelenie zrážok v území sme dostali hodnotu prepočítaného merného odtoku vo forme prameňov  $q_p = 8,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a na jej základe sme odhadli hodnotu koeficientu prietochnosti na  $T_{prm} = 3,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Michalko et al. (2005) v martinskom súvrství odvodili na základe výsledkov 8 hydrodynamických skúšok strednú hodnotu koeficientu transmisivity na  $T = 3,00 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (!) pri variabilite prietochnosti 0,948. Teplota vody prameňov sa tu pohybovala od  $8,5$  do  $16,0 \text{ }^\circ\text{C}$ , s priemerom  $12,2 \text{ }^\circ\text{C}$ , merná elektrická vodivosť kolísala od  $493 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  do  $790 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  pri priemernej hodnote  $584 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  (medián  $574 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ). Vyššie hodnoty mernej elektrickej vodivosti sú typické pre obbeh podzemnej vody v kenozoických sedimentoch, zvýšená teplota vyvierajúcej podzemnej vody charakterizuje skôr plytší obbeh. Podľa Gašparika et al. (1995) však tieto limnické sedimenty sarmatu až panónu spolu s podložným budišským súvrstvím dosahujú v centre Turčianskej kotliny hrúbku 700 až 1 200 m.

**zpiNbu/Nbu budišské súvrstvie (báden): karbonátové zlepence, pieskovce, piesky, ílovce, íly a tufity**

Karbonátové zlepence a štrky budišského súvrstvia vystupujú na malej ploche ( $0,043 \text{ km}^2$ ) s priemernou nadmorskou výškou 520,0 m v oblasti južne od Blatnice. Zlepence a štrky obsahujú polohy pieskovcov, pieskov, ílovcov, ílov a tufitov. Budišské súvrstvie predstavuje vulkanicko-limnický vývoj stredného až mladšieho bádenu Turčianskej kotliny (Polák et al., 1997), jeho hrúbka nepresahuje 200 m. Z tohto horninového prostredia bol zaznamenaný výver podzemnej vody len z jedného malého prameňa ( $Q = 0,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ; teplota vody  $10,6 \text{ }^\circ\text{C}$ ; merná elektrická vodivosť  $730 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ). Ďalšie hodnoty, odvodené z týchto údajov v tab. 5.7 a 5.8 z budišského súvrstvia, majú len slabú vypovedaciu hodnotu. Napriek tomu sa zdá, že hodnoty  $T_{prm}$  tu predsa len mierne korelujú s výsledkami hydrodynamických skúšok na hydrogeologických vrtoch. Pri mernom odtoku vo forme prameňov  $0,23 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a prepočítanom mernom odtoku vo forme prameňov  $q_p = 3,26 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  bola odhadnutá hodnota  $T_{prm} = 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . V rámci zostavovania základnej hydrogeologickej mapy Turčianskej kotliny tu na základe 12 údajov z hydrodynamických skúšok Michalko et al. (2005) odhadli strednú hodnotu koeficientu transmisivity  $T = 5,13 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  pri variabilite prietochnosti 0,531.

### zvNr/Nr rakšianske súvrstvie (egenburg – spodný bádén): karbonátové zlepenca a piesčité vápence

Rakšianske súvrstvie je rozšírené v juhovýchodnej časti Turčianskej kotliny medzi Mošovcami a Turčianskymi Teplicami, plošne obmedzený výskyt uvádza Rakús (1977, in Polák et al., 1997) aj z pravého brehu Žarnovice východne od Čremošného. Toto kolektorové súvrstvie s medzizrnovou priepustnosťou tvoria drobnozrné karbonátové zlepenca s polohami piesčitých vápencov. Štrkovo-zlepenkové sedimenty egenburgu predstavujú bazálnu transgresívnu litofáciu spodnomiocénneho morského sedimentačného cyklu (Gašparik et al., 1995) s hrúbkou 200 až 400 m. Medzi Rakšou a Mošovcami z neho vystupuje 5 prameňov s priemernou výdatnosťou  $0,21 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a sumárnou výdatnosťou  $1,04 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pri celkovej hodnotenej ploche  $0,634 \text{ km}^2$  (priemerná nadmorská výška 518,5 m) je potom merný odtok vo forme prameňov  $1,64 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , prepočítaný merný odtok vo forme prameňov  $q_p = 4,68 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a hodnota  $T_{\text{prn}} = 2,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Hustota prameňov je  $7,9 \text{ km}^{-2}$ , ich minimálna a maximálna výdatnosť je  $0,06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $0,34 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , medián má hodnotu  $0,20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Minimálna teplota vody prameňov tu bola  $9,1 \text{ }^\circ\text{C}$ , maximálna teplota  $12,5 \text{ }^\circ\text{C}$ , priemer mal hodnotu  $10,5 \text{ }^\circ\text{C}$  a medián  $9,7 \text{ }^\circ\text{C}$ . Sú to podobné charakteristiky ako v prípade martinského súvrstvia, t. j. poukazujú na plytké obehové cesty podzemnej vody. Merná elektrická vodivosť vody prameňov sa pohybovala medzi 636 až  $804 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  (pri priemernej hodnote  $733 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a mediáne  $754 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ). Svedčí o mierne významnejšom vplyve rozpúšťania karbonátov než v martinskom súvrství. Spolu 15 hydrogeologických vrtoch z tohto horninového prostredia umožnilo výpočet charakteristiky strednej hodnoty  $T = 2,15 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (Michalko et al., 2005) so smerodajnou odchýlkou  $\sigma_{\log(T)}$  charakterizujúcou variabilitu prietochnosti rovnou 0,90.

### Hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov

Juhozápadný okraj Veľkej Fatry južne od Čremošného v šírke zhruba do 1 km tvoria horniny neogénneho vulkanizmu zasahujúce sem od neovulkanitov Kremnických vrchov. V hrúbke 100 až 300 m vytvárajú morfológicky výrazný chrbát kóty Hriadky (757), kde pravdepodobne vyplňajú staré „paleoúdlie“ vjv.-zsz. smeru. Podľa Lexu et al. (1982, in Polák et al., 1997) neovulkanity v tomto území tvorí turčecká formácia (mladší bádén – starší sarmat) a flochovská formácia (sarmat). Neogénne vulkanické a vulkanicko-sedimentárne horniny zastupuje pestrá škála litofáciálnych typov – vulkanických brekcií, tufitických pieskovcov, ílovcov, tufitov a andezitových prúdov. Časté striedanie priepustnejších a menej priepustných zvodnencov, uložených subhorizontálne aj s väčšími sklonmi, spôsobuje nerovnomerné podmienky na obeh podzemnej vody a miestami podmieňuje aj existenciu napätých hladín. V prípade lávových prúdov andezitov ako hlavný kolektor pôsobí zóna zvetrávania a prípoверхového rozvoľnenia skalných hornín siahajúca do hĺbky zhruba 30 až 50 m. Okrem toho však majú v andezitových telesách značnú hydrogeologickú funkciu aj pukliny prvotnej odlučnosti. Sú teda charakterizované puklinovým typom priepustnosti. Vulkanicko-sedimentárnym horninám neogénu potom pripisujeme medzizrnovo-puklinový typ priepustnosti, ktorá závisí od pomeru zastúpenia jemnejšej ílovitej frakcie v hornine – prítomnosti ílových polôh v tufitoch a pieskoch. Vzhľadom na malú plošnú rozlohu neovulkanitov na hodnotenom území sme však nemali možnosť podrobnejšie charakterizovať jednotlivé horninové typy. V neovulkanitoch Kremnických vrchov v celku odvodili Michalko et al. (2005) z údajov o 15 hydrogeologických vrtoch strednú hodnotu koeficientu prietochnosti  $T = 2,31 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  pri vysokej variabilite (1,127) týchto hodnôt.

### aNVrf/NVrf lávové prúdy pyroxénických andezitov rematskej a flochovskej formácie

Andezity rematskej a flochovskej formácie vystupujú v rámci západnej časti Veľkej Fatry len na ploche  $0,066 \text{ km}^2$  v priemernej nadmorskej výške 684,1 m. Preto tu nebol zdokumentovaný ani jeden prameň a nezrealizoval sa žiaden hydrogeologický vrt. Charakterizujeme ich puklinovou priepustnosťou, s pravdepodobnou veľkosťou strednej hodnoty prietochnosti  $2,31 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (podľa predchádzajúceho textu). Polohy lávových prúdov sa smerom na SZ vyklinujú. Pyroxénické andezity vytvárajú dva lávové prúdy v šírke asi 500 m a hrúbke 20 – 25 m.

### **bzpNVrf/NVrf vulkanické brekcie, zlepenca a pieskovce rematskej a flochovskej formácie**

Flochovská formácia predstavuje reliktu stratovulkánu. Je zložená z pyroxénických andezitov a ich vulkanoklastík spodnosarmatského veku (Konečný et al., 1983, in Polák et al., 1997). Predpokladané centrum stratovulkánu vystupuje asi 5 km jv. od Hornej Štubne. Vulkanogénne zlepenca a pieskovce, drobnozrnné brekcie s polohami pieskovcov a hrubo- až drobnozrnné brekcie majú prevažne medzi-zrnný (ale aj puklinový) typ priepustnosti. Z ich plochy 2,494 km<sup>2</sup> (pri priemernej nadmorskej výške 660,3 m) sa zaznamenal výstup podzemnej vody v 7 prameňoch. Pri danom počte prameňov a ploche územia je hustota výskytu prameňov 2,81 km<sup>-2</sup>, ich priemerná výdatnosť 0,07 l · s<sup>-1</sup>, mediánová hodnota výdatnosti 0,04 l · s<sup>-1</sup> a jednotlivé hodnoty výdatnosti sa pohybujú od 0,02 do 0,25 l · s<sup>-1</sup>. Celkový odtok podzemnej vody vo forme prameňov zistený na základe jednorazových pozorovaní tu bol 0,48 l · s<sup>-1</sup> pri mernom odtoku vo forme prameňov 0,19 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>. Hodnota prepočítaného merného odtoku vo forme prameňov  $q_p = 1,84 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a na jej základe odhadnutá hodnota koeficientu prietochnosti  $T_{\text{prm}} = 8,6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Ako už bolo spomenuté, Michalko et al. (2005) odvodili z údajov o 15 hydrogeologických vrtoch strednú hodnotu koeficientu prietochnosti  $T = 2,31 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  pri variabilite prietochnosti 1,127. Teplota vody prameňov odvodňujúcich tieto sarmatské vulkanoklastiká sa pohybovala od 8,1 do 13,0 °C, s priemerom 10,3 °C a mediánom hodnôt 9,9 °C. Merná elektrická vodivosť kolísala od 178 do 312  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  pri priemernej hodnote 352  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  (medián 288  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ). Signalizuje to pomerne rozkolísaný obsah rozpustených látok v tejto podzemnej vode, a teda nerovnomerný priebeh mineralizačných procesov.

### **tNV<sup>t</sup>/NV<sup>t</sup> redeponované tufy, pemzové tufy a epiklastické pieskovce turčeckej formácie**

Turčecká formácia je staršia než flochovská a rematská a predstavuje výplň kremnického grabenu, pričom len ojedinele presiahla za jeho hranice (Polák et al., 1997). Vulkanity tejto formácie priradujeme k strednému až vrchnému bádenu (Konečný et al., 1983; Repčok, 1982; Planderová a Brestenská, 1989 – všetci in Polák et al., 1997). Južne od Čremošného reprezentuje túto formáciu nesúvislý horizont redeponovaných tufov a epiklastických pieskovcov v hrúbke do 50 m v bezprostrednom nadloží mezozoických hornín a zároveň na báze komplexu neovulkanitov. Na hodnotenom území má plochu len 0,029 km<sup>2</sup> s priemernou nadmorskou výškou 427,9 m. Nebol tu zdokumentovaný žiaden prameň ani hydrogeologický vrt. Hydraulicke vlastnosti priradujeme „per analogiam“ –  $T \approx 2,31 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  podľa Michalka et al. (2005).

## **Hydrogeologický celok paleogénnych sedimentov**

Západný a severný okraj Veľkej Fatry na kontakte s Turčianskou kotlinou lemujú transgresívne, diskordantne uložené súvrstvia paleogénu. Pri západnom ohraničení Veľkej Fatry predstavuje Turčianska kotlina depresiu – graben, na okraji sprevádzaný sústavou poklesov (normálnych zlomov) stúpajúcich do stredu panvy. Paleogénne sedimenty vystupujú severne od Mošoviec cez Žabokreky až po Sučany a Krpel'any na severe územia. V okrajovej časti kotliny pril'ahlej k hodnotenému územiu možno rozlíšiť borovské súvrstvie, hutianske súvrstvie a zuberecké súvrstvie. Všetky súvrstvia sú uložené horizontálne až subhorizontálne a zväčša k nim priradujeme puklinový typ priepustnosti v obehovom prostredí podzemnej vody typu hydrogeologického masívu.

### **piPGz/PGz pieskovce a ílovce zubereckého súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu**

Zuberecké súvrstvie vystupuje pri Konskom. Časovo sa zaraďuje do vrchného eocénu až stredného oligocénu. Je zložená z pieskovcov a ílovcov a na hodnotenom území zaberá len 0,184 km<sup>2</sup> plochy s priemernou nadmorskou výškou 454,0 m. Z tejto plochy sa odvodňuje dvomi prameňmi s výdatnosťou 0,01 a 0,05 l · s<sup>-1</sup>, teplotou vody 10,3 a 12,4 °C a mernou elektrickou vodivosťou vyvierajúcej vody 662 a 894  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Pri zjednodušenom postupe pri danej hustote prameňov 10,9 km<sup>-2</sup>, celkovom odtoku podzemnej vody vo forme prameňov zistenom na základe jednorazových pozorovaní 0,06 l · s<sup>-1</sup>, pri mernom odtoku vo forme prameňov 0,33 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> a hodnote prepočítaného merného odtoku vo

forme prameňov  $q_p = 4,00 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  by bola odhadnutá hodnota koeficientu prietochnosti  $T_{\text{prm}} = 1,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Pretože údajová základňa, z ktorej by sme pri týchto prepočtoch vychádzali, je veľmi chudobná, strednú hodnotu koeficientu prietochnosti  $T$  odhadujeme v intervale  $3,0 \cdot 10^{-5} - 1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  pri použití analógie z iných území budovaných podobnými horninami.

### **iPGh/PGh ílovce s polohami jemnozrnných pieskocov hutianskeho súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu**

Hutianske súvrstvie tvoria ílovce s polohami jemnozrnných pieskocov. Podľa mikropaleontologických nálezov vrstvy náležia k vrchnému eocénu (vrchnému bartónu až priabónu). Pri západných svahoch Veľkej Fatry majú tieto vrstvy hrúbku zhruba 200 m, v centrálnej časti Turčianskej kotliny je ich hrúbka 600 – 900 m (Gašparik et al., 1995). Vystupuje na ploche  $4,724 \text{ km}^2$  s priemernou nadmorskou výškou 533,2 m. K tomuto súvrstviu priradujeme 23 prameňov s celkovou výdatnosťou  $7,66 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri hodnote mediánu výdatnosti  $0,19 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , aritmetickom priemere hodnôt výdatnosti  $0,33 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a rozsahu hodnôt  $0,01 - 2,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Hustota výskytu prameňov je tu  $4,9 \text{ prameňov} \cdot \text{km}^{-2}$ , merný odtok vo forme prameňov  $1,62 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , prepočítaný merný odtok vo forme prameňov  $q_p = 4,52 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a následne dopočítaný koeficient prietochnosti  $T_{\text{prm}} = 2,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Teplota vyvierajúcej vody sa počas hydrogeologickej dokumentácie územia pohybovala v rozmedzí  $7,8 - 17,0 \text{ }^\circ\text{C}$  (aritmetický priemer  $11,4 \text{ }^\circ\text{C}$ ; medián  $11,6 \text{ }^\circ\text{C}$ ), merná elektrická vodivosť medzi  $408$  a  $890 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  s aritmetickým priemerom hodnôt  $654 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a rovnakým mediánom. Na základe analógie z iných území budovaných hutianskym súvrstviem ho však na hydrogeologickej mape zobrazujeme ako regionálny izolátor s prietochnosťou v intervale  $1,0 \cdot 10^{-5} - 3,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , aby sme zachovali kompatibilitu zobrazených hydrogeologických vlastností so susednými územiami.

### **vPGh/PGh olistolity organogénnych vápencov v hutianskom súvrství vnútrokarpatského paleogénu**

Juhovýchodne od Horného Jasena uprostred ílovcov hutianskeho súvrstvia sa nachádzajú 3 olistolity organogénnych, prevažne riasových (koralovo-riasových) vápencov. Dosahujú rozmery desiatky metrov (maximálne 120 m; Bystrická, 1990, in Polák et al., 1997). Predstavujú sklzy z rifov borovského súvrstvia do flyšovej panvy. Zaberajú plochu len  $0,007 \text{ km}^2$  v nadmorskej výške zhruba 588,9 m. Vzhľadom na veľkosť ich plošného vystupovania sa tieto horniny neodvodňujú žiadnym prameňom. Predpokladáme však, že majú krasovo-puklinový charakter priepustnosti v rozsahu hodnôt transmisivity  $1,0 \cdot 10^{-4} - 3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Napriek tomu, že ich vodárenský význam je minimálny, môžu analogické polohy organogénnych vápencov vnútri hutianskeho súvrstvia spôsobovať inžinierske problémy napr. pri hĺbení podzemných diel.

### **zbPGB/PGB zlepenice, brekcie a pieskovce borovského súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu**

Borovské súvrstvie je zložené z drobných až strednozrnných karbonátových brekcií, zlepenecov, hrubo- až strednozrnných karbonatických pieskocov a piesčítých, organodetritických a organogénnych vápencov vo svojom typickom plytkomorskom (litorálno-neritickom) vývoji. Stratigraficky je zaradené do lutétu až spodného priabónu (Gašparik et al., 1995). V študovanom území vystupuje v oblasti Krpelany – Nolčovo – Turčianska Štiavnička – Sklabiňa – Záborie na celkovej ploche  $3,910 \text{ km}^2$  a v priemernej nadmorskej výške 600,1 m. Odvodňuje ho 19 prameňov s rozsahom výdatnosti  $0,01 - 0,79 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , celkovou sumárnou výdatnosťou  $3,46 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , mediánom  $0,12 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a aritmetickým priemerom hodnôt  $0,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Zdokumentovaná priemerná teplota vyvierajúcej vody tu bola  $10,4 \text{ }^\circ\text{C}$ , jej rozsah sa pohyboval od  $8,0$  do  $15,9 \text{ }^\circ\text{C}$  (medián  $9,8 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Vyvierajúca voda mala hodnoty mernej elektrickej vodivosti EC namerané v rozsahu  $438 - 840 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , priemerne  $595 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián hodnôt EC bol  $534 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Celkový merný odtok vo forme prameňov (zistený na základe týchto jednorazových meraní) teda pri danej ploche predstavuje  $0,89 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , hustota prameňov je  $4,86 \text{ km}^{-2}$ . Po prepočítaní je hodnota merného odtoku vo forme prameňov  $q_p = 3,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a na tomto základe odhadnutá veľkosť koeficientu prietochnosti  $T_{\text{prm}}$  je potom  $\approx 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Vzhľadom na regionálne známu dobrú priepust-



nosť borovského súvrstvia, jeho častý hydraulický súvis s triasovými karbonátovými zvodnencami a predpokladaný krasovo-puklinový charakter priepustnosti mu pri jeho znázorňovaní na hydrogeologickej mape západnej časti Veľkej Fatry priradujeme prietočnosť z intervalu hodnôt  $3,0 \cdot 10^{-4} - 1,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

## Hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika

### HRONIKUM

**(Nepalský a šturecký príkrov v západnej časti Veľkej Fatry podľa Poláka et al., 1997)**

Podzemná voda hydrogeologického celku triasových karbonátov mezozoika, ako aj hydrogeologického celku pestrých mezozoických sedimentov zväčša cirkuluje v jednotlivých tektonických jednotkách a v rámci rôznych hydrogeologických štruktúr oddelene. Preto jej obeh a režim, ale v tomto prípade aj hydraulické vlastnosti, hodnotíme v každej tektonickej jednotke zvlášť. V tektonickej jednotke hronika však horniny hydrogeologického celku pestrých mezozoických sedimentov absentujú. V tomto prípade sa pri hydrogeologickej charakterizácii hornín zaoberáme iba triasovými karbonátmi. Tie sa v miestach ich rozsiahlejších plošných výskytov podstatnou mierou podieľajú na stavbe významných hydrogeologických štruktúr predovšetkým Tlstej ( $122,814 \text{ km}^2$ ), Kopy ( $15,538 \text{ km}^2$ ), Pod Lučencom ( $0,187 \text{ km}^2$ ) a štruktúry Suchý vrch – Koniarky ( $2,359 \text{ km}^2$ ), ktoré sú bližšie opísané v kapitole 5.2. *Režim a obeh podzemnej vody*.

## Hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika hronika

Karbonátové a nekarbonátové horniny mezozoika hronika sa vzájomne striedajú, a preto sú príslušné hydrogeologické charakteristiky litostratigrafických jednotiek uvedené v stratigrafickom poradí.

**$dT_3^H/T_3^H$  hlavné dolomity hronika: lavicovité sivé celistvé, pórovité a kryštalické dolomity vrchného triasu**

Hlavné dolomity hronika – lavicovité sivé celistvé, pórovité a kryštalické dolomity vrchného triasu – sú stratigraficky a často aj morfológicky najvyšším horninovým typom z hydrogeologického celku triasových karbonátov mezozoika. Napriek tomu, že sa v rámci vápencov a dolomitov stredného a vrchného triasu zvykne uvažovať o krasovo-puklinovom type priepustnosti, v tomto prípade považujeme priepustnosť hlavných dolomitov za puklinovú, bez vplyvu významnejšieho skrasovatenia. Aj celková priepustnosť tohto horninového prostredia je menej výrazná než priepustnosť ostatných vápencov a dolomitov triasu. Horninové prostredie hlavných dolomitov hronika zaberá v západnej časti Veľkej Fatry celkovo  $0,129 \text{ km}^2$ , čo je  $0,05 \%$  z plochy hodnoteného územia,  $0,11 \%$  z plochy triasových karbonátových hornín všetkých tektonických jednotiek ( $180,596 \text{ km}^2$ ) a  $0,15 \%$  z plochy triasových karbonátových hornín hronika ( $124,255 \text{ km}^2$ ). Priemerná nadmorská výška hlavných dolomitov hronika v západnej časti Veľkej Fatry je  $910,5 \text{ m}$ , ich priemerná hrúbka sa udáva v rozsahu  $200$  až  $250 \text{ m}$  (Polák et al., 1997). Na tejto ploche boli zdokumentované iba 2 pramene so sumárnou výdatnosťou  $0,03 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerná výdatnosť na 1 výver je teda  $0,017 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri hustote prameňov  $10,4$  prameňa na  $1 \text{ km}^2$  a hodnote merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov  $0,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Pri prepočítaní na nadmorskú výšku/efektívne zrážky dostávame nereálnu hodnotu prepočítaného merného odtoku vo forme prameňov  $q_p = -0,62 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (na tomto základe odhadnutá veľkosť koeficientu prietočnosti  $T_{prm}$  by bola tiež záporné číslo:  $-2,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Tieto hodnoty svedčia o veľmi nízkej schopnosti hlavných dolomitov akumulovať efektívne zrážky do formy podzemnej vody a sústreďovať výstupy podzemnej vody do koncentrovanejších výverov, teda o vlastnosti charakterizovateľnej stupňom regionálnej hodnoty prietočnosti daného horninového prostredia. S takmer navlas rovnakými hodnotami charakteristík distribúcie výstupov podzemnej vody vo forme prameňov sa stretávame aj v prípade hlavných (vrchnotriasových) dolomitov veporika v západnej časti Veľkej Fatry. Vo východnej časti Veľkej Fatry pri zostavovaní základnej hydrogeologickej mapy (Malík a Kordík, 1999) bola v horninovom prostredí hlavných dolomitov hronika odhadnutá hodnota prietočnosti  $T \approx 8,3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Preto aj k hlavným dolomitom v oboch tektonických jednotkách (hroniku aj veporiku) v západnej časti Veľkej Fatry – aj pri snahe o zachovanie zhody v hydrogeologickom zobrazení oboch častí pohoria – priradujeme túto hodnotu prietočnosti, resp. prietochnosť v intervale  $3,0 \cdot 10^{-5} - 1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Zdokumentovaná teplota vody vyvierajúcej v hlavných dolomitoch hronika bola 11,0 a 11,9 °C, namerané hodnoty mernej elektrickej vodivosti EC boli v rozsahu 422 a 468  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

Hlavné dolomity hronika vystupujú v západnej časti Veľkej Fatry iba na dvoch miestach: na hrebeni bočnej rászochy medzi Gaderskou a Necpalskou dolinou (juhozápadne od prameňa Lazce) a severne od železničnej zastávky Čremošné (horáreň Bartoška). Kvôli zmapovaniu sivých jemnozrnných pieskovcov a piesčitých bridlíc lunzských vrstiev hronika v ich bezprostrednom okolí sa oba výskytu mohli považovať za hlavné dolomity.

### **bpT3H/T3H lunzské vrstvy hronika: sivé jemnozrnné pieskovce a piesčité bridlice vrchného triasu**

Sivé jemnozrnné pieskovce a piesčité bridlice vrchného triasu (lunzské vrstvy) sa všeobecne považujú za regionálny izolátor. V hydrogeologickom prostredí karbonátov hronika tvoria v podstate jedinú prítomnú nízko priepustnú prekážku komplikujúcu obeh podzemnej vody smerom nadol k erozívnej báze, resp. k báze, tvorenej najčastejšie slienitými vápencami najvrchnejšej jury až spodnej kriedy veporika (titón – neokóm v staršom ponímaní; v súčasnosti porubské, mraznické, osnické a vlkolínske súvrstvie). Lunzské vrstvy často tvoria nespojitú tenké vrstvomú polohu uprostred karbonátového masívu, oddeľujúc tak vrchnotriasové hlavné dolomity od stredotriasových karbonátov. Na niektorých miestach pohoria – predovšetkým v jeho východnej časti – však môžu dosahovať hrúbku až 300 m [okolie Lip-tovskej Osady – vo vrte RPM-1 (Malík a Michalko, 2002) bola zachytená ich hrúbka vyše 100 m, ktorá ostala neprevrataná]. Lunzské vrstvy sa potom pri väčšom plošnom rozšírení správajú ako typický hydrogeologický masív s významnou funkciou pripovrchovej rozvetranej zóny, s plytkým obehom podzemnej vody a menšími nesústredenými vývermi.

V západnej časti Veľkej Fatry však vystupujú lunzské vrstvy hronika iba v tenkých polohách na ploche 0,126 km<sup>2</sup> v priemernej nadmorskej výške 807,2 m v oblasti západne od Folkušovej medzi Gaderskou a Necpalskou dolinou a v oblasti hájovne Bartoška pri Čremošnom. Aj keď v iných pohoriach Slovenska sa významné výstupy podzemnej vody často podmieňujú bariérovým účinkom lunzských vrstiev, ani jeden ich zmapovaný výstup v západnej časti Veľkej Fatry takýto výver nespôsobuje. Na rozdiel od východnej časti pohoria, počas hydrogeologickej dokumentácie prameňov nebol ani priamo z tohto horninového prostredia (lunzské vrstvy hronika) zdokumentovaný ani jeden pramenný výver. V analogických horninách v tektonickej jednotke veporika (pozri ďalej) však boli zdokumentované 4 pramene a na ich podklade bol vypočítaný odhad koeficientu prietočnosti  $T_{\text{prm}} \approx 2,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Pri zostavovaní hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry zas Malík a Kordík (1999) ráтали v tomto horninovom type hronika aj veporika s kvalifikovaným odhadom prietočnosti okolo  $8,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Tí istí autori zistili v lunzských vrstvách hronika vo východnej časti Veľkej Fatry hustotu 9,3 prameňov na 1 km<sup>2</sup> a priemernú výdatnosť (7 výverov)  $0,33 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov stanovili na  $3,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a  $q_p$  po prepočítaní na nadmorskú výšku východnej časti pohoria 800,1 m mal hodnotu  $4,35 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Pri prepočte z mernej výdatnosti prameňov uvedeným autorom vyšiel odhad strednej hodnoty prietočnosti lunzských vrstiev na  $2,03 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

### **vT<sub>2</sub><sup>H</sup>/T<sub>2</sub><sup>H</sup> vápence stredného triasu hronika: wettersteinské, reiflinské, schreyeralmské, gaderské a gutensteinské vápence**

Wettersteinské, reiflinské, schreyeralmské, gaderské, gutensteinské a korytnické vápence hronika tvoria spolu dôležitý hydrogeologický horninový typ, charakterizovaný vysokou krasovo-puklinovou priepustnosťou. Jednotlivé druhy vápencov sa navzájom odlišujú stupňom skrasovatenia v závislosti od ich homogenity – čistoty a prítomnosti slienitých, rohovcových alebo ílovitých vložiek. Podľa orientačných hydrogeologických charakteristík získaných štatistickým spracovaním pramenných výverov z karbonátových hornín stredného triasu hronika (tab. 5.9) by sme za najpriepustnejšie, resp. najskrasovatenejšie mohli považovať gutensteinské dolomity, gutensteinské vápence a gaderské

vápence, za najmenej priepustné schreyeralmské, korytnické a reiflinské vápence, z ktorých sa počas hydrogeologického mapovania nezaznamenal ani jeden výstup podzemnej vody vo forme prameňa.

Treba si však uvedomiť, že v mase karbonátových hornín naložených na sebe tvoria tieto horniny jeden vysoko priepustný zvodnenec, kde výstup podzemnej vody okrem úložných pomerov vnútri zvodnenca podmieňuje aj vplyv tektonického postihnutia oblasti a geomorfologickej situácie. V prípade gutensteinských dolomitov sa nazdávame, že tieto horniny vystupujúce v bazálnych častiach necpalského a štureckého príkrovu sú, naopak, málo priepustné a ako bariéra podmieňujú výstupy podzemnej vody z nadložných gutensteinských vápencov, čo nie je v teréne vždy možné náležite posúdiť. Napriek tomu je však tabuľka 5.9 vhodným prostriedkom na vzájomné porovnanie hydrogeologickej funkcie jednotlivých litostratigrafických jednotiek vystupujúcich v hroniku. Na porovnanie sa v nej nachádzajú aj údaje z oblasti východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999). Treba však uviesť, že počas hydrogeologického mapovania v oblasti *východnej* časti Veľkej Fatry bolo horninové prostredie často charakterizované len ako „karbonátové“. K mnohým prameňom v tom čase neboli priradené príslušné litostratigrafické jednotky, a tak hodnoty uvedené v nasledujúcej tabuľke z východnej časti pohoria môžeme brať len ako orientačné.

Tab. 5.9. Niektoré sumárne orientačné hydrogeologické charakteristiky gaderských vápencov, wettersteinských vápencov a dolomitov, ramsauských dolomitov, gutensteinských vápencov a gutensteinských dolomitov hronika v západnej časti Veľkej Fatry a ich porovnanie s výsledkami získanými z toho istého horninového prostredia vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999).

	Počet pram.	$\Sigma Q$ [l . s <sup>-1</sup> ]	Priem. Q [l . s <sup>-1</sup> ]	Plocha [km <sup>2</sup> ]	Priemer. nadmor. výška [m]	q [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Hustota pram. [km <sup>-2</sup> ]	Prepočít. q <sub>P</sub> [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	T <sub>pram</sub> prepočet T z q [m <sup>2</sup> . s <sup>-1</sup> ]
Gaderské vápence hronika	140	296,67	2,12	29,891	901,4	9,92	4,7	9,22	4,3 · 10 <sup>-4</sup>
Wetterstein. dolomity hronika	476	416,76	0,88	75,629	885,5	5,51	6,3	4,96	2,3 · 10 <sup>-4</sup>
Wetterstein. vápence hronika	29	19,29	0,67	6,540	741,8	2,95	4,4	3,80	1,8 · 10 <sup>-4</sup>
Ramsauské dolomity hronika	89	77,77	0,87	9,007	811,1	8,63	9,9	8,81	4,1 · 10 <sup>-4</sup>
Gutenstein. vápence hronika	39	54,68	1,40	2,606	986,1	20,98	15,0	19,44	9,1 · 10 <sup>-4</sup>
Gutenstein. dolomity hronika	11	6,39	0,58	0,052	866,7	122,39	210,7	122,02	5,7 · 10 <sup>-3</sup>
Gaderské vápence hronika – v. časť V. Fatry	45	307,38	6,83	8,346	913,1	36,83	5,4	35,49	1,7 · 10 <sup>-3</sup>
Wetterstein. dolomity hronika – v. časť V. Fatry	12	55,34	4,61	8,982	882,6	6,16	1,3	5,19	2,4 · 10 <sup>-4</sup>
Wetterstein. vápence hronika – v. časť V. Fatry	7	5,98	0,85	0,721	905,8	8,29	9,7	7,04	3,3 · 10 <sup>-4</sup>
Ramsauské dolomity hronika – v. časť V. Fatry	59	66,76	1,13	22,872	870,0	2,92	2,6	2,09	9,8 · 10 <sup>-5</sup>
Gutenstein. vápence hronika – v. časť V. Fatry	50	52,45	1,05	12,404	961,0	4,23	4,0	2,32	1,1 · 10 <sup>-4</sup>

Ako už bolo uvedené, v rámci vodohospodársky dôležitých karbonátových hydrogeologických štruktúr sa jednotlivé druhy vápencov striedajú s dolomitmi. Preto je namáhavé definovať hydrogeologické vlastnosti jednotlivých vápencových litotypov, aj keď na prvý pohľad z tabuľky 5.9 vyplýva, že v západnej časti Veľkej Fatry sú v rámci tektonickej jednotky hronika najpriepustnejším druhom vápencov gutensteinské vápence (ak ich na základe uvedených dôvodov berieme ako jednu entitu spolu s gutensteinskými dolomitmi). Gaderské vápence a ramsauské dolomity majú potom vyšší merný odtok vo forme prameňov, kým wettersteinské vápence aj dolomity majú tieto charakteristiky menšie. V prípade ramsauských dolomitov je však vyššia hustota prameňov a tým aj nižšia ich priemerná výdatnosť. Pri porovnávaní s analogickými charakteristikami získanými pri spracúvaní prameňov z východnej časti Veľkej Fatry treba uviesť, že vysoká hodnota priemernej výdatnosti prameňov gaderských vápencov hronika na východe pohoria je spôsobená pripísaním vody Harmaneckého vrcholového tunela k tomuto horninovému typu (z ktorého je registrovaný výtok), aj keď väčšinu zbernej oblasti budujú prevažne dolomity.

Ďalšie štatistické charakteristiky hydrogeologických vlastností – výdatnosti, teploty vyvierajúcej vody, mernej elektrickej vodivosti (EC) prameňov vyvierajúcich z tých istých strednotriasových litostratigrafických členov hronika (vápencov aj dolomitov), ako sú v tab. 5.9, uvádzame aj v tab. 5.10.

Tab. 5.10. Niektoré štatistické charakteristiky výdatnosti, teploty vyvierajúcej vody a mernej elektrickej vodivosti (EC) prameňov vyvierajúcich z gaderských vápencov, wettersteinských vápencov a dolomitov, ramsauských dolomitov, gutensteinských vápencov a gutensteinských dolomitov hronika v západnej časti Veľkej Fatry.

	Q <sub>min</sub> [l · s <sup>-1</sup> ]	Medián Q [l · s <sup>-1</sup> ]	Q <sub>max</sub> [l · s <sup>-1</sup> ]	T <sub>v,min</sub> [°C]	Medián T <sub>vody</sub> [°C]	T <sub>v,max</sub> [°C]	EC <sub>min</sub> [μS · cm <sup>-1</sup> ]	Medián EC [μS · cm <sup>-1</sup> ]	EC <sub>max</sub> [μS · cm <sup>-1</sup> ]
Gaderské vápence hronika	0,005	0,31	65,78	4,9	7,5	14,1	308	381	755
Wetterstein. dolomity hronika	0,010	0,20	53,50	5,3	8,6	13,6	47	387	1 135
Wetterstein. vápence hronika	0,010	0,32	3,15	6,7	8,4	15,2	356	421	489
Ramsauské dolomity hronika	0,010	0,19	21,33	5,8	8,0	12,5	338	384	557
Gutenstein. vápence hronika	0,020	0,47	16,78	4,3	7,3	12,0	270	376	425
Gutenstein. dolomity hronika	0,100	0,43	1,20	6,2	7,4	10,8	339	366	872

Z hodnôt uvedených v tabuľke 5.10 vyplýva, že charakteristiky stredných hodnôt výdatnosti, teploty vody prameňov a mernej elektrickej vodivosti prameňov vyvierajúcich z gaderských vápencov, wettersteinských vápencov a dolomitov, ramsauských dolomitov, gutensteinských vápencov a gutensteinských dolomitov hronika v západnej časti Veľkej Fatry sú si navzájom pomerne podobné. Vyššia je hodnota mediánu výdatnosti v gutensteinských vápencoch, kde je aj nižšia teplota vyvierajúcej vody. To by malo byť prejavom hlbšieho a sústredenejšieho obehu (ale stredná hodnota teploty vody môže súvisieť aj s vyššou priemernou nadmorskou výškou ich vystupovania – tab. 5.9). Stredné hodnoty mernej elektrickej vodivosti prameňov sú relatívne nízke (čo súvisí s menej intenzívnym priebehom mineralizačných procesov vo väčšej nadmorskej výške pod priamym aj nepriamym vplyvom teploty vzduchu na vývoj pôdneho horizontu), no veľmi podobné vo všetkých litostratigrafických jednotkách.

Všetky **vápence** hronika v západnej časti Veľkej Fatry majú celkovú plochu 39,231 km<sup>2</sup> a priemernú nadmorskú výšku 875,6 m. V pomere k dolomitom hronika zaberajú 2x menšiu plochu (dolomity majú 84,832 km<sup>2</sup>). Je pre ne charakteristický krasovo-puklinový typ priepustnosti. Sú všeobecne známym, vodárensky významným kolektorom podzemnej vody so schopnosťou sústreďovania významného množstva podzemnej vody do koncentrovaných výverov. Obeh podzemnej vody charakterizujú veľké rozdiely v rýchlosti jej prúdenia v rámci preferovaných obehových ciest poznačených intenzívnym skrasovatením masívu a v rýchlosti prúdenia v mikropuklinách a makropuklinách okolitého masívu. V tomto horninovom prostredí sa potenciálne znečistenie rýchlo rozširuje, rovnako rýchlo však môže nastať intenzívny pokles jeho koncentrácie. Pri zostavovaní hydrogeologickej mapy sme k vápencom stredného triasu hronika (aj veporika, pozri ďalší text) v súlade s hodnotou použitou pri zostavovaní hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999) priradili hodnotu prietochnosti  $T 6,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , ktorá by mala vystihovať hydraulický charakter a vodárenský význam tohto horninového prostredia.

Pri ďalších úvahách o kvantitatívne stanovených hydrogeologických vlastnostiach – hodnotách priepustnosti a prietochnosti – ich však musíme hodnotiť spolu s horninovým prostredím dolomitov (pozri v ďalšom texte).

### **dT<sub>2</sub><sup>H</sup>/T<sub>2</sub><sup>H</sup> dolomity stredného triasu hronika: wettersteinské, ramsauské a gutensteinské dolomity**

Dolomity všeobecne a ich jednotlivé druhy v rámci hronika – necpalského a štureckého príkrova v západnej časti Veľkej Fatry (wettersteinské, ramsauské a gutensteinské dolomity) – charakterizuje puklinový typ priepustnosti. Ich celková plocha v rámci územia západnej časti Veľkej Fatry je 84,832 km<sup>2</sup>, čo je dvojnásobne viac ako plocha vápencov (39,231 km<sup>2</sup>). Dolomity hronika tak tvoria nezanedbateľných 21,76 % plochy západnej časti Veľkej Fatry (vápence 10,06 %). Priemerná nadmorská výška vápencov aj dolomitov v západnej časti pohoria je však takmer navlas rovnaká – priemerná nadmorská

výška dolomitov je len o 0,4 m menšia (875,2 m oproti 875,6 m), pričom priemerná nadmorská výška výverov vystupujúcich z vápencov je 774 m a z dolomitov 730 m. To môže svedčiť o lepšej drenážnej funkcii (a teda vyššej priepustnosti) dolomitového prostredia. Ďalšie charakteristiky prameňov vyvierajúcich vo wettersteinských, ramsauských a gutensteinských dolomitoch hronika sú zosumarizované v tabuľkách 5.9 a 5.10.

Hydraulické vlastnosti dolomitov hronika môžeme často hodnotiť len spolu s vápencami, s ktorými sa pravidelne striedajú v stavbe vodohospodársky významných karbonátových hydrogeologických štruktúr. Vzhľadom na puklinový typ ich priepustnosti je tu však obeh podzemnej vody pomalší, s väčšou retardáciou hydraulických impulzov a nárastu koncentrácie potenciálneho znečistenia. Z tabuľky 5.9 vyplýva, že západná časť pohoria má vyššiu schopnosť sústreďovania podzemnej vody v ramsauských dolomitoch v porovnaní s wettersteinskými dolomitmi hronika (vyšší merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov), vo východnej časti sú tieto charakteristiky opačné. Ako však už bolo uvedené, pri hydrogeologickom mapovaní východnej časti Veľkej Fatry a jeho vyhodnocovaní ešte neboli naplno využité prostriedky aplikácií GIS a v mnohých prípadoch neboli k výverom priradené jednotlivé litostratigrafické zložky (často však bolo horninové prostredie charakterizované len ako „karbonátové“). Na zobrazenie dolomitov hronika na základnej hydrogeologickej mape v mierke 1 : 50 000, kde farba plochy vyjadruje prietočnosť horninových typov, sme v súlade s hodnotou použitou vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999) k týmto horninám priradili hodnotu prietočnosti  $T = 7,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Z tabuľky 5.10 potom vyplývajú veľmi podobné štatistické charakteristiky výdatnosti prameňov, teploty vyvierajúcej vody a mernej elektrickej vodivosti vody prameňov vyvierajúcich z wettersteinských dolomitov a ramsauských dolomitov.

Keďže nemôžeme hodnoverne oddeliť od seba obeh podzemnej vody vo vápencoch od obehu v geologickom prostredí dolomitov, uvádzame nasledujúcu kvantitatívnu charakteristiku hydraulických vlastností **hydrogeologického celku triasových karbonátov mezozoika hronika**:

Celkovej ploche karbonátových hornín stredného triasu hronika 124,063 km<sup>2</sup> (31,83 % plochy skúmaného územia) prislúcha v západnej časti Veľkej Fatry priemerná nadmorská výška 875,3 m. Na tejto ploche bolo zdokumentovaných spolu 784 prameňov so sumárnou okamžitou výdatnosťou 871,54 l · s<sup>-1</sup>. Tomu zodpovedá priemerná výdatnosť jedného prameňa 1,11 l · s<sup>-1</sup> a pomerne vysoká hodnota hustoty prameňov, 6,3 na 1 km<sup>2</sup>, spôsobená prevahou dolomitického prostredia v tomto hydrogeologickom celku. Hodnota merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov je 7,02 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, čo je dané vysokým podielom skrytých vstupov podzemnej vody priamo do povrchových tokov. V prípade východnej časti pohoria bola totiž hodnota merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov 17,26 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, hustota prameňov 8,7 km<sup>-2</sup> a priemerná výdatnosť jedného prameňa 1,98 l · s<sup>-1</sup>. Po prepočítaní na priemernú nadmorskú výšku karbonátov hronika sa tu odhad hodnoty merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov (v referenčnej výške 800 m n. m.)  $q_p$  znížil na 16,10 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> a pri ďalších prepočtoch bola ku karbonátom stredného triasu hronika vo východnej časti Veľkej Fatry priradené stredná hodnota koeficientu prietočnosti  $T_{pmm} = 7,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , získaná zo súboru 18 hydrogeologických vrtov (Malík a Kordík, 1999). Pri našej hodnote merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov 7,02 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> v západnej časti pohoria by sme podobným prepočtom dostali hodnotu  $q_p = 6,57 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a ďalším prepočtom by bola ku karbonátom stredného triasu hronika v západnej časti Veľkej Fatry priradená stredná hodnota koeficientu prietočnosti  $T_{pmm} = 3,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Na základe vyhodnotenia výsledkov hydrodynamických skúšok (na 11 hydrogeologických vrtoch) však bol z vápencov a dolomitov stredného triasu všetkých jednotiek vypočítaný odhad strednej hodnoty koeficientu filtrácie  $k - Md(k) = 1,28 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  – a stredná hodnota koeficientu prietočnosti  $T - Md(T) = 5,16 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Tieto hodnoty zdanlivo vôbec nezvýrazňujú známy vodohospodársky význam tohto horninového typu, ich hodnota je podmienená veľmi vysokou heterogenitou týchto kolektorov, malým počtom vyhodnocovaných vrtov a v neposlednej miere (hodnota  $k$ ) významom ich hrúbky, keď tu môžeme rátať rádovo s desiatkami až prvými stovkami metrov.

Tieto hodnoty ( $k = 1,28 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $T = 5,16 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) nemôžu vystihovať významnú schopnosť karbonátových hornín sústreďovať väčšie množstvo podzemnej vody a zapojiť ich do hlbšieho obehu. Preto sa pri zostavovaní hydrogeologickej mapy v súlade s hodnotou použitou pri zostavovaní hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999) priradil k **dolomitom**

odhad strednej hodnoty prietochnosti  $T$   $7,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  a k **vápencom** prietochnosť  $T \approx 6,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Tieto hodnoty by mali vystihovať rozdiely v hydraulickom charaktere týchto horninových typov a zároveň by mali umožniť jednotné kartografické hydrogeologické zobrazenie západnej a východnej časti pohoria.

Strednotriasové karbonáty hronika (vápence aj dolomity) vytvárajú spolu významné hydrogeologické štruktúry v západnej časti Veľkej Fatry: v prvom rade hydrogeologickú štruktúru **Tlstej** – hydrogeologickú štruktúru triasových karbonátov hronika v širokom okolí kóty 1 373 Tlštá (129,046 km<sup>2</sup>) – a hydrogeologickú štruktúru **Kopy** – hronikum na ploche 15,538 km<sup>2</sup> v oblasti kóty Kopa (1 187). Triasové karbonáty hronika medzi Suchým vrchom (1 550 m n. m.) a Koniarkami vytvárajú na ploche 2,359 km<sup>2</sup> hydrogeologickú štruktúru **Suchý vrch – Koniarky**, ktorej časť už presahuje do východnej časti pohoria mimo hodnoteného územia. Na maličkšej ploche 0,187 km<sup>2</sup> vystupujú ešte východne od Sklabine karbonáty hronika v oblasti Pod Lučencom (pod kótou 1 041 Lučenec) – hydrogeologická štruktúra **Pod Lučencom**.

Keby sme nebrali do úvahy rozdiel medzi vápencami a dolomitmi, v celom prostredí strednotriasových karbonátov hronika je hustota prameňov 6,3 km<sup>-2</sup>, ich minimálna a maximálna výdatnosť je 0,005 l · s<sup>-1</sup> a 65,78 l · s<sup>-1</sup>, aritmetický priemer hodnôt výdatnosti je 1,11 l · s<sup>-1</sup> a ich medián je 0,21 l · s<sup>-1</sup>. Minimálna teplota vody prameňov tu bola 4,3 °C, maximálna 15,2 °C, priemer mal hodnotu 8,4 °C a medián 8,3 °C. Hodnoty mernej elektrickej vodivosti vody prameňov sa pohybovali v rozmedzí 47 až 1 135 μS · cm<sup>-1</sup> pri priemernej hodnote 383 μS · cm<sup>-1</sup> a hodnote mediánu 384 μS · cm<sup>-1</sup>. Smerodajná odchýlka hodnôt výdatnosti je  $\sigma_Q = 4,461 \cdot \text{s}^{-1}$ , smerodajná odchýlka teploty vody  $\sigma_{T_v}$  je 1,6 °C a hodnota smerodajnej odchýlky mernej elektrickej vodivosti  $\sigma_{EC}$  je 65 μS · cm<sup>-1</sup>.

## VEPORIKUM

### Hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika veporika

#### Hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov veporika

Kvôli vzájomnému striedaniu karbonátových a nekarbonátových hornín mezozoika veporika sú príslušné hydrogeologické charakteristiky litostratigrafických jednotiek uvedené v stratigrafickom poradí od najvyššieho stupňa po najnižší.

#### **pVK<sub>2</sub><sup>V</sup> / pK<sub>2</sub><sup>V</sup> porubské súvrstvie veporika: ílovité bridlice, piesčité vápence a jemnozrnné pieskovce spodnej kriedy**

Pôvodným dôvodom na rozčlenenie slienitých vápencov vrchnej jury až spodnej kriedy (v minulosti v hydrogeologickej terminológii často označovaných ako slienité vápence titónu – neokómu) na porubské súvrstvie a mraznické, osnické a vlkolínske súvrstvie v práci Malíka a Kordíka (1999) bol predpoklad, že zložka piesčitých vápencov v porubskom súvrství bude vykazovať iné, kvantitatívne vyššie hydrogeologické charakteristiky než ílovité bridlice a slienité vápence ostatných vrchnojurských až spodnokriedových súvrství, a to tak v tektonickej jednotke veporika, ako aj tatrika. Piesčité vápence až vápnité pieskovce spolu s ílovitými bridlicami (porubské súvrstvie) krížňanského príkrovu (veporika) sa v západnej časti Veľkej Fatry nachádzajú na rozlohe 6,015 km<sup>2</sup> (iba 1,54 % plochy skúmaného územia, v prípade porubského súvrstvia tatrika je to 5,377 km<sup>2</sup>, a teda 1,38 % plochy skúmaného územia) v priemernej nadmorskej výške 708,9 m. Pomer odkrytých plôch porubského súvrstvia a mraznického, osnického a vlkolínskeho súvrstvia v západnej časti Veľkej Fatry je približne 1 : 10 (6,015 km<sup>2</sup> : 62,303 km<sup>2</sup>). Pruh piesčitých vápencov a ílovitých bridlíc porubského súvrstvia veporika tvorí najnižšie položený lem sz. úpätia pohoria v oblasti Turčianska Štiavnička – Podhradie – Nolčovo (pozri ďalší text o plošnom rozšírení slienitých vápencov J<sub>3</sub> až K<sub>1</sub> Veľkej Fatry). Porubské súvrstvie formuje akumuláciu medzi Dolným a Horným Jasenom a kótami 680 Babia hora, 769 Medzijarky – pod lyžiarskymi svahmi a náprotivnými stráňami v Jasenskej doline. Vystupuje aj na ľavom svahu Necpalskej doliny, z ktorého prechádza na západ do Dedošovej doliny v oblasti horárne Škáp. Je zaujímavé, že v oblasti Krížna (kóta 1 574) – Ostredok (kóta 1 592) ani v oblasti Čremošného (pozri plošné rozšírenie slienitých vápencov J<sub>3</sub> až K<sub>1</sub>) porubské súvrstvie nevystupuje.

Na území, kde vystupovalo porubské súvrstvie veporika, bolo zmapovaných 51 prameňov so sumárnou výdatnosťou  $6,82 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerná výdatnosť jedného prameňa je tak  $0,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a hustota prameňov je  $8,5$  výverov na  $1 \text{ km}^2$  – čo je menšia miera rozptýlenia výverov, než bola v tomto súvrství zdokumentovaná vo veporiku východnej časti pohoria. Malík a Kordík (1999) tu z plochy  $0,445 \text{ km}^2$  uvádzali hustotu prameňov  $47,2 \text{ km}^{-2}$ ,  $Q_{\text{priem}} 21$  výverov  $0,10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov  $4,84 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , po prepočítaní na nadmorskú výšku  $800 \text{ m}$  potom  $2,45 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

V západnej časti Veľkej Fatry je však z porubského súvrstvia veporika registrovaný nižší priamo stanovený merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov s hodnotou  $1,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (tab. 5.7). Po prepočítaní na nadmorskú výšku  $829 \text{ m}$  sa potom hodnota  $q_p$  približuje prepočítanej hodnote z východnej časti V. Fatry ( $q_p = 2,31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Tieto hodnoty sú len o niečo vyššie v porovnaní s hodnotami merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov porubského súvrstvia **tatrika** ( $2,07 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  neprepočítaná, resp.  $1,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  prepočítaná hodnota) a rovnako porovnateľné so slienitými vápencami a bridlicami mraznického, osnického a vlkolínskeho súvrstvia veporika (prepočítané hodnoty:  $2,09 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  v slienitých vápencoch a bridliciach veporika,  $3,36 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  v slienitých vápencoch a bridliciach tatrika). Až teraz môžeme konštatovať, že malá plocha najvyššie položených piesčitých vápencov veporika nemá podstatne vyššiu priepustnosť než podložné súvrstvia (mraznické, osnické a vlkolínske). Po ďalšom prepočítaní odhadujeme strednú hodnotu koeficientu transmisivity porubského súvrstvia veporika  $T_{\text{prm}}$  na  $1,08 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  a (vo východnej časti pohoria bola hodnota  $T_{\text{prm}}$  veľmi podobná –  $1,15 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) a typ priepustnosti ílovitých bridlíc, piesčitých vápencov a jemnozrnných pieskocov spodnej kriedy porubského súvrstvia veporika charakterizujeme ako puklinový. Stredná hodnota prietočnosti  $1,15 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  bola použitá na znázornenie porubského súvrstvia na hydrogeologickej mape východnej (Malík a Kordík, 1999) a následne aj západnej časti Veľkej Fatry.

Teplota vody prameňov vyvierajúcich z porubského súvrstvia veporika sa pohybovala od  $5,5$  do  $12,7 \text{ }^\circ\text{C}$ , priemerne  $8,6 \text{ }^\circ\text{C}$ , s mediánom hodnôt teploty vody  $8,1 \text{ }^\circ\text{C}$  a smerodajnou odchýlkou hodnôt teploty  $\sigma_{\text{TV}} = 1,6 \text{ }^\circ\text{C}$ . Merná elektrická vodivosť kolísala od  $342$  do  $557 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  pri priemernej hodnote  $470 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  (medián  $479 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a  $\sigma_{\text{EC}} = 46 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ). Rozsah jednorazovo meranej výdatnosti týchto prameňov je  $0,002 - 1,001 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , už uvedená hodnota aritmetického priemeru výdatnosti z 51 prameňov je  $0,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ich medián je  $0,08 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $\sigma_Q = 0,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Porovnanie týchto charakteristík s prameňmi vyvierajúcimi z rovnomennej litostratigrafickej jednotky v tatriku, ako aj s prameňmi vyvierajúcimi zo slienitých vápencov a bridlíc mraznického, osnického a vlkolínskeho súvrstvia tatrika aj veporika v západnej časti Veľkej Fatry je zosumarizované v tabuľkách 5.11 a 5.12.

Tab. 5.11. Niektoré sumárne orientačné hydrogeologické charakteristiky ílovitých bridlíc, piesčitých vápencov a jemnozrnných pieskocov porubského súvrstvia tektonických jednotiek veporika a tatrika v západnej časti Veľkej Fatry a slienitých vápencov a bridlíc mraznického, osnického a vlkolínskeho súvrstvia oboch jednotiek v tej istej oblasti.

	Počet pram.	$\Sigma Q$ [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Priem. Q [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Plocha [ $\text{km}^2$ ]	Priemerná nadmorská výška [m]	q [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ $\cdot \text{km}^{-2}$ ]	Hustota prameňov [ $\text{km}^{-2}$ ]	Prepočít. $q_p$ [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ]	$T_{\text{prm}}$ prepoč. T z q [ $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ]
Porubské súvrstvie veporika	51	6,82	0,13	6,015	708,9	1,13	8,5	2,31	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Slienité vápence a bridlice veporika	340	153,91	0,45	62,303	867,6	2,47	5,5	2,09	$9,8 \cdot 10^{-5}$
Porubské súvrstvie tatrika	60	11,16	0,19	5,377	888,2	2,07	11,2	1,50	$7,0 \cdot 10^{-5}$
Slienité vápence a bridlice tatrika	67	13,09	0,20	4,061	815,1	3,22	16,5	3,36	$1,6 \cdot 10^{-4}$

Ako vidno z tabuliek 5.11 a 5.12, charakteristiky stredných hodnôt výdatnosti, teploty vody prameňov a mernej elektrickej vodivosti prameňov vyvierajúcich z porubského, mraznického, osnického a vlkolínskeho súvrstvia veporika a tatrika (ílovitých bridlíc, piesčitých vápencov a jemnozrnných pieskocov porubského súvrstvia a slienitých vápencov a bridlíc mraznického, osnického a vlkolínskeho súvrstvia) v západnej časti Veľkej Fatry sú veľmi príbuzné. Hodnoty mediánov výdatnosti sa pohybujú od  $0,08$  do  $0,15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Vysoká maximálna výdatnosť sa vzťahuje na pramene zo slienitých vápencov spodnej kriedy v závere Dedošovej (Gaderskej) doliny v oblasti Dolného Veterného, kde sú podmienené pravdepodobne masívnymi svahovými deformáciami a nimi spôsobenými otvorenými zónami na sústre-

dený obeh podzemnej vody. Teplota vyvierajúcej vody má medián v rozmedzí 8,1 – 9,1 °C. Zaujímavosťou sú najnižšie hodnoty teploty vody vyvierajúcej práve z porubského súvrstvia veporika – pri jeho najnižšej priemernej nadmorskej výške to môže byť prejav hlbšieho a sústredenejšieho obehu. Tomu zodpovedá aj vyššia hodnota mediánu mernej elektrickej vodivosti, 479  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Stredné hodnoty mernej elektrickej vodivosti prameňov všetkých kriedových sedimentov tatrika a veporika západnej časti Veľkej Fatry sa pohybujú od 372 do 479  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . V porovnaní s tabuľkami 5.9 a 5.10 (karbonátové horniny stredného triasu) sú mediány výdatnosti prameňov kriedových súvrstiev trojnásobne nižšie, stredné hodnoty mernej elektrickej vodivosti sú mierne vyššie a teplota vyvierajúcej vody je približne rovnaká. Merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov je dvoj- až päťnásobne vyšší v stredotriasových karbonátoch hronika.

Tab. 5.12. Niektoré štatistické charakteristiky výdatnosti, teploty vyvierajúcej vody a mernej elektrickej vodivosti (EC) prameňov vyvierajúcich z ílovitých bridlíc, piesčitých vápencov a jemnozrnných pieskocov porubského súvrstvia tektonických jednotiek veporika a tatrika v západnej časti Veľkej Fatry a slienitých vápencov a bridlíc mraznického, osnického a vľkolínskeho súvrstvia oboch jednotiek v tej istej oblasti.

	Qmin [l . s <sup>-1</sup> ]	Medián Q [l . s <sup>-1</sup> ]	Qmax [l . s <sup>-1</sup> ]	T <sub>v</sub> min [°C]	Medián T <sub>vody</sub> [°C]	T <sub>v</sub> max [°C]	ECmin [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]	Medián EC [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]	ECmax [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]
Porubské súvrstvie veporika	0,002	<b>0,08</b>	1,00	5,5	<b>8,1</b>	12,7	342	<b>479</b>	557
Slienité vápence a bridlice veporika	0,010	<b>0,15</b>	21,46	4,4	<b>8,5</b>	14,3	188	<b>407</b>	730
Porubské súvrstvie tatrika	0,010	<b>0,10</b>	1,16	5,2	<b>8,8</b>	16,2	239	<b>387</b>	529
Slienité vápence a bridlice tatrika	0,017	<b>0,08</b>	3,48	5,7	<b>9,1</b>	17,3	286	<b>372</b>	663

#### svK<sub>1</sub><sup>V</sup>/K<sub>1</sub><sup>V</sup> slienité vápence a bridlice veporika: mraznické, osnické a vľkolínske súvrstvie (vrchná jura až spodná krieda)

Veľké masivy slienitých vápencov titónu až neokómu krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre, ktoré teraz označujeme ako slienité vápence a bridlice mraznického, osnického a vľkolínskeho súvrstvia veporika, s vekovým zaradením vrchná jura až spodná krieda a maximálnou hrúbkou 300 až 360 m sa tradične označovali ako regionálny izolátor. Ich skutočne veľké plošné zastúpenie, 62,303 km<sup>2</sup> (15,98 % z celkovej plochy západnej časti Veľkej Fatry, po triasových karbonátoch hronika druhá najväčšia plocha spomedzi všetkých zastúpených horninových typov), však spôsobuje, že z nich zaznamenávame celkový odtok podzemnej vody vo forme prameňov až 153,91 l . s<sup>-1</sup>, pričom v počte prameňov je tento horninový typ na druhom mieste spomedzi nekarbonátových zvodnencov (po granitoidných horninách): spolu 340 prameňov. Priemerná výdatnosť jedného prameňa predstavuje pomerne veľkú hodnotu, 0,45 l . s<sup>-1</sup>, čo predstavuje 7. miesto v poradí 28 takto vyhodnotených horninových typov a čo sa celkom nezlučuje s tradičnou predstavou tohto horninového typu ako regionálneho izolátora. Medián výdatnosti je o niečo nižší (0,15 l . s<sup>-1</sup> – tab. 5.12, na 11. mieste). Nemožno zabúdať ani na to, že aj v rámci masívov tvorených slienitými vápencami v podmienkach ich expozície na veľkých plochách s veľkými výškovými rozdielmi dochádza k rozvoju zóny pripovrchového rozvoľnenia, ktorá má odlišné hydrofyzikálne vlastnosti oproti hlbšie uloženým horninovým masám. Pomerne vysoká výdatnosť je spôsobená aj zvýšenými hodnotami zrážkových úhrnov, spájaných s väčšou nadmorskou výškou (priemerná nadmorská výška odkrytých plôch mraznického, osnického a vľkolínskeho súvrstvia je 867,6 m). Merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov slienitých vápencov titónu až neokómu krížňanského príkrovu veporika je 2,47 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> (vo východnej časti pohoria bola táto hodnota 2,42 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>; Malík a Kordík, 1999) a priemerná hustota prameňov 5,46 na 1 km<sup>2</sup> (východná časť 4,68 na 1 km<sup>2</sup>). Po prepočte merného odtoku na priemernú nadmorskú výšku (829 m v západnej časti pohoria) je hodnota q<sub>p</sub> = 2,09 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> a odhad strednej hodnoty koeficientu transmisivity podľa prepočítaného merného odtoku v slienitých vápencoch mraznického, osnického a vľkolínskeho súvrstvia je T<sub>pr</sub> ≈ 9,8 . 10<sup>-5</sup> m<sup>2</sup> . s<sup>-1</sup> (východná časť pohoria: q<sub>p</sub> = 0,90 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>; T<sub>pr</sub> = 4,2 . 10<sup>-5</sup> m<sup>2</sup> . s<sup>-1</sup>). Ide tu o všeobecne nižšiu prietochnosť, viac zodpovedajúcu chápaniu týchto hornín ako regionálneho izolátora. Zvýšená hodnota priemernej výdatnosti prameňov zo slienitých vápencov a bridlíc veporika, ktorá signalizuje mieru



sústredenia podzemnej vody do koncentrovaných výverov, je spôsobená nízkou hustotou prameňov, resp. ich najnižším „merným počtom“ v porovnaní so všetkými ostatnými horninami pestrých mezozoických sedimentov v celom skúmanom území. Na základe terénnych pozorovaní vo východnej časti Veľkej Fatry sme už v predchádzajúcej práci (Malík a Kordík, 1999) dospeli k názoru, že **sústredovanie podzemnej vody v horninovom prostredí slienitých vápencov J<sub>3</sub> až K<sub>1</sub> Veľkej Fatry je spôsobené početnými svahovými poruchami**, často s veľkým plošným záberom, resp. že vývery podzemnej vody sa v časti prípadov viažu na odlučné plochy týchto zosuvov až megazosuvov. V menej exponovaných polohách, resp. v hlbších častiach masívov však slienité vápence mraznického, osnického a vlkolínskeho súvrstvia skutočne plnia funkciu regionálneho izolátora, usmerňujúceho prúdenie podzemnej vody v susedných horninových typoch s vyššími hodnotami prietochnosti (najmä v triasových karbonátoch hronika a sčasti aj veporika). Výsledky z komplementárnej východnej časti pohoria tieto názory len ďalej potvrdzujú.

Slienité vápence J<sub>3</sub> až K<sub>1</sub> sa v rámci západnej časti Veľkej Fatry vyskytujú vo všetkých častiach tejto skúmanej oblasti. Výraznejšie akumulácie tohto horninového typu: a) nachádzajú sa v oblasti medzi Hornou Štubňou, Čremošným a kótami 961 Diel a 1 031 Lopušná v južnej časti pohoria; b) budujú hlavný hrebeň pohoria od Kráľovej studne a Krížnej (kóta 1 574) cez kótu 1 592 Ostredok až po kótu 1 532 Ploská, pričom zasahujú smerom na západ do Dedošovej (Gaderskej) doliny až po jej ľavý prítok Veľké studienky, resp. Dolné Veterné a horáreň Škáp, v závere Necpalskej doliny po kótu 1 510 Borišov a potom prechádzajú v tenkom pruhu po ľavej strane Necpalskej doliny; c) vystupujú v akumulácii medzi Turčianskou Štiavničkou, Sklabinským Podzámkom, Sklabiňou, Horným a Dolným Jasenom a Belou-Dulicami, kde zasahujú na východ až po kóty 1 041 Lučenec a 1 381 Lysec; d) tvoria sz. úpätie pohoria v oblasti Turčianska Štiavnička – Podhradie – Nolčovo; e) budujú plochšie svahy údolia Váhu medzi Kral'ovanmi, Rojkovom a Stankovanmi, nad ktorými sú strmšie sklonené svahy karbonátov hronika hydrogeologickej štruktúry Kopy (kóta 1 187).

Rozsah výdatnosti 340 prameňov, ktorými sa tento horninový typ odvodňuje, je 0,01 – 21,46 l · s<sup>-1</sup>. Celková sumárna výdatnosť je 153,91 l · s<sup>-1</sup>, medián 0,15 l · s<sup>-1</sup> a aritmetický priemer hodnôt výdatnosti 0,45 l · s<sup>-1</sup>. Zdokumentovaná priemerná teplota vyvierajúcej vody tu je 8,6 °C, jej rozsah sa pohyboval od 4,4 do 14,3 °C (medián 8,5 °C). Vyvierajúca voda mala hodnoty mernej elektrickej vodivosti EC namerané v rozsahu 188 – 730 μS · cm<sup>-1</sup>, v priemere 411 μS · cm<sup>-1</sup>, medián hodnôt EC bol 407 μS · cm<sup>-1</sup> (údaje sú zosumarizované v tab. 5.11 a 5.12). Vysoká maximálna výdatnosť bola zaregistrovaná najmä v závere Dedošovej (Gaderskej) doliny v oblasti doliny Dolné Veterné, kde sú svahy budované slienitými vápencami spodnej kriedy intenzívne postihnuté plošne rozsiahlymi a hlboko založenými svahovými deformáciami s existenciou otvorených zón na hlbší obeh a sústredenú cirkuláciu do prameňov s vyššou výdatnosťou (ale aj s jej značnými výkyvmi). Pramene s vyššou výdatnosťou z týchto hornín sme však našli aj v oblasti Podhradia – Hradskej doliny a Jasenskej doliny.

### **rvJ<sub>2</sub><sup>V</sup>/rJ<sub>2</sub><sup>V</sup> rádioláriové vápence, rádiolarity a pestré adnetské vápence veporika (stredná jura)**

Počas terénnych hydrogeologických mapovacích prác v oblasti východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999) sa pri dokumentácii prameňov často pozorovalo intenzívnejšie odvodňovanie (pramenné vývery) na báze slienitých vápencov „titónu – neokómu“, resp. mraznického, osnického a vlkolínskeho súvrstvia, v priestore medzi uvedenými slienitými vápencami a pestrými bridlicami keuperu (oblasť Tureckej a Liptovských Revúc). V podloží slienitých vápencov veporika sa následne predpokladal výskyt drénujúceho súvrstvia, jeho (stratigrafická) poloha však spočiatku pre malú hrúbku a pestrosť polôh strednojurských vápencov nebola jednoznačne identifikovaná. Pri záverečnom spracovaní sa tieto drenážne účinky priradili k rádioláriovým vápencom, rádiolaritom a pestrým adnetským vápencom.

V západnej časti pohoria boli podobné významné vývery viazané na tento horninový typ lokalizované v Jasenskej doline, Necpalskej doline (oblasť Revúckeho mlyna) a v závere Ľubochnianskej doliny. Celkový plošný výskyt strednojurských rádioláriových vápencov, rádiolaritov a pestrých adnetských vápencov veporika je na západe Veľkej Fatry podobný ako vo východnej časti (4,817 km<sup>2</sup>, 1,24 % západnej časti pohoria – 4,98 km<sup>2</sup>, 1,41 % východnej časti). Priemerná nadmorská výška ich výskytu

896,1 m však v tomto prípade nehrá určujúcu úlohu pri množstve podzemnej vody infiltrujúcej do týchto hornín. Rádioláiové vápence, rádiolarity a pestré adnetské vápence tvoria polohy s malou hrúbkou (max. 60, resp. 20 m) pod často niekoľkostometrovými polohami nadložných slienitých vápencov. V rámci pomerne rigidných polôh rádiolaritov sa predpokladá existencia zvýšenej priepustnosti puklinového charakteru a v prípade adnetských vápencov zvýšenie priepustnosti v dôsledku rozpúšťania (krasovatenia) polôh veľmi čistých vápencov. V prípade subhorizontálneho uloženia alebo drenážne priaznivo sklonených štruktúr môžu ružové a zelené kremité vápence dogeru, rádioláiové vápence, rádiolarity a pestré adnetské vápence drénovať oveľa rozsiahlejšie masy slienitých vápencov, resp. podzemnú vodu viazanú na tektonicky alebo gravitačne predisponovanú sieť obehových ciest podzemnej vody v slienitých vápencoch (Malík a Kordík, 1999).

Tomu nasvedčuje aj zvýšená hodnota odtoku podzemnej vody vo forme prameňov  $5,42 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , resp. po prepočítaní na priemernú nadmorskú výšku hodnota  $q_p = 4,76 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , priemerná hustota 11,0 prameňov na  $1 \text{ km}^2$  a priemerná výdatnosť jedného prameňa  $0,49 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Sú to však pomerne nižšie hodnoty týchto charakteristík než vo východnej časti pohoria, kde boli tieto hodnoty  $10,97 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ,  $q_p = 8,83 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , hustota prameňov 15,86 na  $1 \text{ km}^2$  a priemerná výdatnosť jedného prameňa  $0,69 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Na základe prepočtu pomocou empirickej rovnice bol k tomuto horninovému typu vo východnej časti priradený odhad strednej hodnoty koeficientu transmisivity  $4,12 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Z uvedených hodnôt zistených na západe pohoria však dostávajú hodnotu  $T_{\text{prm}} \approx 2,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (tab. 5.8).

Z rádioláiových vápencov, rádiolaritov a pestrých adnetských vápencov strednej jury veporika sa hydrogeologickou dokumentáciou zaevidovalo celkovo  $26,10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  podzemnej vody odtekajúcej v 53 prameňoch. Rozsah ich výdatnosti bol od 0,01 do  $7,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , medián mal hodnotu  $0,301 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , aritmetický priemer  $0,491 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_Q = 1,00 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerná teplota vyvierajúcej vody tu bola zdokumentovaná s mediánom  $7,2 \text{ }^\circ\text{C}$ , jej rozsah sa pohyboval od  $5,0$  do  $12,5 \text{ }^\circ\text{C}$  (aritmetický priemer hodnôt  $7,5 \text{ }^\circ\text{C}$ ;  $\sigma_{T_v} = 1,6 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Vyvierajúca voda mala namerané hodnoty mernej elektrickej vodivosti v rozsahu  $210$  až  $550 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián hodnôt EC bol  $321 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , smerodajná odchýlka  $\sigma_{\text{EC}} = 68 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a aritmetický priemer  $329 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

### **$v_{J_1^V}/J_1^V$ pestré slienité vápence a bridlice vrchného triasu až spodnej jury veporika (fatranské vrstvy, kopiencke súvrstvie a allgäuske vrstvy)**

Slienité vápence spodnej jury (fleckenmergel – allgäuske vrstvy), kompaktné vápence liasu, piesčité vápence a slienité vápence (fatranské súvrstvie, rét) krížňanského príkrovu (veporika) označujeme ako pestré slienité vápence a bridlice vrchného triasu až spodnej jury. Celková plocha uvedených súvrství v západnej časti Veľkej Fatry predstavuje 3,72 % celkovej plochy skúmanej oblasti ( $14,497 \text{ km}^2$ ), priemerná nadmorská výška je  $835,3 \text{ m}$ . Bolo tu zaregistrovaných  $64,86 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  podzemnej vody odtekajúcej v 191 výveroch. Priemerná výdatnosť  $0,34 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  by mala charakterizovať vyššie hodnoty hydrogeologickej produktivity týchto hornín, hustota prameňov je však vysoká,  $13,18 \text{ km}^{-2}$ , a svedčí o slabej schopnosti tohto prostredia koncentrovať významnejšie zdroje podzemnej vody. Rozsah výdatnosti prameňov sa pohyboval v intervale od 0,01 do  $6,60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , medián mal hodnotu  $0,14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_Q = 0,67 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (aritmetický priemer  $0,34 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  už bol uvedený). Vyvierajúca voda mala priemernú teplotu  $8,3 \text{ }^\circ\text{C}$ , medián  $7,8 \text{ }^\circ\text{C}$ , rozsah nameranej teploty vody sa pohyboval od  $5,1$  do  $15,0 \text{ }^\circ\text{C}$  ( $\sigma_{T_v} = 1,8 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Hodnoty mernej elektrickej vodivosti boli v rozsahu  $244$  –  $1\,575 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , aritmetický priemer hodnôt EC bol  $409 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián  $384 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{\text{EC}} = 134 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Tieto údaje sú uvedené aj v tabuľkách 5.13 až 5.14.

Pri hodnotení hydrogeologických pomerov východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999) sa toto horninové prostredie považovalo za menej priepustný horninový komplex. Zistil sa tu nižší odtok podzemnej vody vo forme prameňov,  $2,62 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (po prepočítaní na priemernú nadmorskú výšku dokonca nereálna záporná hodnota  $q_p = -0,48 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), a nízka priemerná výdatnosť,  $0,09 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , charakterizujúca slabý stupeň sústreďovania podzemnej vody. Po príslušnom hodnotení sme však zo západnej časti pohoria dostali odlišnejšie hodnoty: odtok podzemnej vody vo forme prameňov  $4,47 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , po jeho prepočte na priemernú nadmorskú výšku  $q_p = 4,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a odhad strednej hodnoty koeficientu transmisivity podľa prepočítaného merného odtoku  $T_{\text{prm}} \approx 2,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Pestré slienité vápence a bridlice vrchného triasu až spodnej jury veporika (fatranské vrstvy, kopie-necké súvrstvie a allgäuské vrstvy) vystupujú vo viacerých oblastiach západnej časti Veľkej Fatry: a) južne od Turčianskej Štiavničky v oblasti medzi Starou Bôrovou, Podhradím, kótou 1 059 Magura a Ľubochňou, b) ako obruba kóty 1 381 Lysec od záveru Jasenskej doliny cez Šindelnú dolinu a severné svahy Belianskej doliny, ako aj jv. od Dulíc a medzi kótou 891 Hradište a Belianskou dolinou a v závere Sklabinskej doliny, c) v rozptýlených výskytoch medzi záverom Necpalskej doliny, kótou 1 370 Šoproň, kótou 1 338 Javorina a záverom Ľubochňianskej doliny – doliny Močidlá, d) v závere Gaderskej – Dedošovej – doliny na oboch svahoch, e) v oblasti obce Čremošné a východne od nej až po riečku Žarnovku (Teplicu) a západne orientované svahy jej údolia. Treba však podotknúť, že hodnotený komplex nie je homogénny a možno ho ešte rozdeliť na tri samostatné horninové typy: slienité vápence spodnej jury (fleckenmergel – allgäuské vrstvy), kompaktné vápence liasu a piesčité a slienité vápence (fatranské súvrstvie, rét). Počas hydrogeologickej dokumentácie prameňov sa jednotlivé horninové typy hodnotili zvlášť, takže ich môžeme vzájomne porovnať na základe tabuliek 5.13 a 5.14.

Tab. 5.13. Niektoré sumárne orientačné hydrogeologické charakteristiky slienitých vápencov spodnej jury (fleckenmergel – allgäuské vrstvy), kompaktných vápencov liasu, piesčitých a slienitých vápencov fatranského súvrstvia (rét) veporika v západnej časti Veľkej Fatry.

	Počet pram.	$\Sigma Q$ [l . s <sup>-1</sup> ]	Priem. Q [l . s <sup>-1</sup> ]	Plocha [km <sup>2</sup> ]	Priemerná nadmorská výška [m]	q [l . s <sup>-1</sup> · km <sup>-2</sup> ]	Hustota prameňov [km <sup>-2</sup> ]	Prepočít. q <sub>p</sub> [l . s <sup>-1</sup> · km <sup>-2</sup> ]	T <sub>prm</sub> prepoč. T z q [m <sup>2</sup> . s <sup>-1</sup> ]
Slienité vápence J <sub>1</sub> (fleckenmergel – allgäuské vrst.)	25	4,59	0,18	4,265	843,2	1,08	5,9	0,94	4,4 · 10 <sup>-5</sup>
Kompaktné vápence liasu	50	10,45	0,21	5,381	831,1	1,94	9,3	1,92	9,0 · 10 <sup>-5</sup>
Piesčité vápence a slienité vápence (fatranské súvrstvie)	116	49,82	0,43	4,800	841,2	10,38	24,2	10,26	4,8 · 10 <sup>-4</sup>

Tab. 5.14. Niektoré štatistické charakteristiky výdatnosti, teploty vyvierajúcej vody a mernej elektrickej vodivosti (EC) prameňov vyvierajúcich zo slienitých vápencov spodnej jury (fleckenmergel – allgäuské vrstvy), kompaktných vápencov liasu a piesčitých a slienitých vápencov fatranského súvrstvia (rét) veporika v západnej časti Veľkej Fatry.

	Q <sub>min</sub> [l . s <sup>-1</sup> ]	MediánQ [l . s <sup>-1</sup> ]	Q <sub>max</sub> [l . s <sup>-1</sup> ]	T <sub>vmin</sub> [°C]	Medián T <sub>vody</sub> [°C]	T <sub>vmax</sub> [°C]	EC <sub>min</sub> [μS . cm <sup>-1</sup> ]	Medián EC [μS . cm <sup>-1</sup> ]	EC <sub>max</sub> [μS . cm <sup>-1</sup> ]
Slienité vápence J <sub>1</sub> (fleckenmergel – allgäuské vrst.)	0,010	<b>0,07</b>	0,82	5,1	<b>8,4</b>	11,8	269	<b>378</b>	622
Kompaktné vápence liasu	0,020	<b>0,16</b>	1,11	5,5	<b>7,7</b>	15,0	274	<b>366</b>	845
Piesčité vápence a slienité vápence (fatranské súvrstvie)	0,010	<b>0,14</b>	6,60	5,2	<b>7,7</b>	13,3	244	<b>387</b>	1 575

V prípade východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999) sa rozdiely medzi jednotlivými litostratigrafickými jednotkami charakterizovanými v tab. 5.13 a 5.14 príliš neprejavovali. Bolo však vyhodnotených relatívne málo výverov (5, 7 a 14 v jednotlivých litotypoch) a celý daný komplex charakterizovaný ako pestré slienité vápence a bridlice vrchného triasu až spodnej jury veporika (vJ<sub>1</sub><sup>V</sup>/J<sub>1</sub><sup>V</sup>) sa považoval za menej priepustný hydrogeologický horninový typ s puklinovou priepustnosťou. Pri zostavovaní hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry k nemu bola priradená prietočnosť zhruba 5 · 10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup> · s<sup>-1</sup>. Po analýze vykonanej na väčšom počte prameňov (odkrytá plocha tohto horninového typu bola v západnej časti pohoria trojnásobne vyššia) však musíme konštatovať, že hydraulická funkcia týchto hornín bude pravdepodobne významnejšia z hľadiska vyššej priepustnosti, a to najmä z hľadiska priepustnosti piesčitých vápencov a slienitých vápencov fatranského súvrstvia. K tomuto súvrstviu by sme mohli priradiť aj o dva rády vyššie hodnoty priepustnosti, než sú uvedené na hydrogeologickej mape východnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 (Malík a Kordík, 1999), zhruba 4 · 10<sup>-4</sup> m<sup>2</sup> · s<sup>-1</sup>. Z hľadiska kompatibility s uvedeným dielom, ako aj z dôvodu, že slienité vápence spodnej jury (allgäuské vrstvy – „fleckenmergel“) a kompaktné vápence liasu, ktoré spolu s fatranským súvrstviem zaradujeme do jedného horninového typu, majú až o jeden rád nižšie hodnoty merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov (pozri tab. 5.13), ponechávame v mapovom zobrazení

hodnoty prietochnosti  $T$  v intervale  $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . V tomto texte však upozorňujeme na potrebu oddeľovať pri detailnejších hodnoteniach fatranské vrstvy od ostatných pestrých slienitých vápencov a bridlíc  $T_3$  až  $J_1$  veporika. Významnejšie pramene z fatranských vrstiev vystupujú najmä v oblasti záveru Ľubochnianskej doliny – v doline Močidlá (4 pramene s výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , maximálne až  $6,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  – prameň č. 2 194 na hydrogeologickej mape), v závere Necpalskej doliny pod Ploskou (pramene č. 1 825 a 1 829) a v hornej časti Jasenskej doliny (pramene č. 1 245, 1 337, 1 432 a 1 444 s výdatnosťou  $1,0 - 3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

### **bkT<sub>3</sub><sup>V</sup>/kT<sub>3</sub><sup>V</sup> karpatský keuper veporika: pestré ílovité bridlice, sivé ílovité dolomity a kremité pieskovce vrchného triasu**

V západnej časti Veľkej Fatry majú horniny karpatského keuperu veporika 16-násobne väčšie plošné zastúpenie v porovnaní s keuperskými horninami tatrika ( $12,505 \text{ km}^2$  oproti  $0,778 \text{ km}^2$ ). Aj tak tu však keuperské horniny veporika tvoria iba 3,21 % celkovej plochy skúmaného územia pri priemernej nadmorskej výške ich rozšírenia 902,7 m. Pestrým ílovitým bridliciam, sivým ílovitým dolomitom a kremitým pieskovcom vrchného triasu sa pri ich príslušnej tektonickej pozícii vo vzťahu ku karbonátom pripisovala úloha regionálneho izolátora. Treba konštatovať, že najmä pelitické členy keuperského súvrstvia túto úlohu skutočne zohrávajú – na kontakte keuperu a karbonátov veporika vyvierajú početné pramene na mnohých miestach hodnoteného územia, najviac je ich však v závere Jasenskej (Hornojasenskej) doliny, v oblasti záverov Necpalskej, Belianskej a Ľubochnianskej doliny pod kótou Ploská, ale aj v oblasti Čremošného, medzi Belianskou a Necpalskou dolinou v ich dolných častiach, pri Ľubochni a Turčianskej Štiavničke aj inde. Hydrogeologickým mapovaním sa však zdokumentovalo množstvo prameňov odvodňujúcich samotný keuperský horninový komplex – celkove sa tu zdokumentovalo 186 prameňov so sumárnou výdatnosťou  $59,82 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , a teda s priemernou výdatnosťou jedného prameňa  $0,32 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Vzhľadom na „povesť keuperských hornín ako regionálneho izolátora“ potom charakterizujeme hodnotu odtoku podzemnej vody vo forme prameňov  $4,78 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  ako relatívne vyššiu. Vyššia je aj hustota prameňov,  $14,87 \text{ km}^{-2}$ , čo svedčí o pomerne rozptýlených prirodzených výveroch podzemnej vody. (Vo východnej časti pohoria sa však zistili hodnoty merného pramenného odtoku  $7,11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , priemerná výdatnosť  $0,52 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a hustota prameňov  $13,74 \text{ km}^{-2}$ ). Skúsenosti z hydrogeologického mapovania v oboch častiach pohoria ukazujú na spojitosť medzi svahovými poruchami sprevádzajúcimi väčšie polohy hornín karpatského keuperu a počtom zdokumentovaných prameňov. Veľké zosuvy pod svahmi modelovanými karpatským keuperom „produkujú“ početné, často aj výdatné pramene. Pramene stekajú v početných stružkách, morfológia svahov tu býva silne rozčlenená množstvom vydutín a rozrušenie masívu zjavne napomáha sústredeniu podzemnej vody. Teoreticky tu možno predpokladať významnejšiu hydraulickú vodivosť keuperských dolomitov alebo pieskovcov, no ani rozrušené pestré bridlice nemusia byť v mnohých prípadoch iba tesniacim prvkom. Prepočítaná hodnota odtoku podzemnej vody vo forme prameňov na priemernú nadmorskú výšku západnej časti pohoria je  $4,06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Z tejto hodnoty  $q_p$  bola odvodená stredná regionálna hodnota prietochnosti horninového komplexu karpatského keuperu  $T_{\text{prn}} \approx 1,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , čo je hodnota veľmi blízka  $T_{\text{prn}} \approx 2,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , stanovenej z keuperských sedimentov východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999). Typ priepustnosti tohto horninového typu hodnotíme ako puklinový.

Rozsah výdatnosti prameňov odvodňujúcich samotný karpatský keuper sa zistil v intervale  $0,01$  až  $5,00 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , aritmetický priemer a medián výdatnosti mali hodnoty  $0,32 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $0,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a ich smerodajná odchýlka  $\sigma_Q$  mala hodnotu  $0,56 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Medián hodnôt meraní teploty vyvierajúcej vody bol  $7,7 \text{ }^\circ\text{C}$ , rozsah nameranej teploty  $4,4 - 16,0 \text{ }^\circ\text{C}$  s aritmetickým priemerom  $8,2 \text{ }^\circ\text{C}$  a smerodajná odchýlka meraní  $\sigma_{T_v} = 2,3 \text{ }^\circ\text{C}$ . Veľmi veľké rozpätie, dané charakterom keuperskej sedimentácie (krátkodobé morské ingresie a regresie v extrémne aridnom prostredí – polohy evaporitov alebo pieskovcov), majú hodnoty mernej elektrickej vodivosti:  $99 - 2\,080 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , aritmetický priemer hodnôt EC je  $389 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián  $342 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{\text{EC}} = 201 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Tieto hodnoty sú spolu s hodnotami z ďalších horninových typov uvedené v sumarizujúcich tabuľkách 5.6 a 5.7.

Odkryvy hornín karpatského keuperu veporika vystupujú najmä v závere Nôľčovskej doliny, resp. v pruhu medzi obcou Podhradie, kótou 1 161 Nižná Lipová a úpäťm pod sedlom Fatra južne od Ľubochne, v izolovaných menších výskytoch medzi Turčianskou Štiavničkou a Sklabinským Podzámkom, v pruhu medzi prameňom Lazce v Necpalskej doline a Belianskou dolinou, ktorý z východu obtáča kótu 1 381 Lysec až po Jasenskú dolinu, kótu 1 135 Kečka, vo významnej akumulácii v oblasti s príznačným názvom Červený grúň – medzi dolinou Močidlá v závere Ľubochnianskej doliny až po dolinu Revúcky mlyn v závere Necpalskej doliny, v závere Gaderskej – Dedošovej – doliny a v odkryvoch rozptýlených jv. od Čremošného. Napriek rovnomernému výskytu tohto horninového typu v celej západnej časti pohoria Veľká Fatra sa väčšie pramene (s výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) viažu na jeho centrálnu časť: v oblasti Belianskej doliny sú pramene 1 027 a 1 064 v Krušovej doline a doline Vokolište ( $2,321 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $1,38 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), v závere Gaderskej/Dedošovej doliny v časti Rovne sú pramene 1 077 a 1 141 ( $3,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $1,45 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), v závere Necpalskej doliny jv. od Borišova sú pramene 1 649 a 1 710 ( $1,22 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a v oblasti doliny Močidlá vystupuje päť prameňov s výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ : 2 114 ( $1,33 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 2 152 ( $2,03 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 2 222 ( $1,76 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 2 244 ( $1,98 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a 2 305 ( $5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Je pravdepodobné, že vyššia koncentrácia prirodzených výstupov podzemnej vody z hornín karpatského keuperu v týchto oblastiach súvisí s intenzitou svahových deformácií a čiastočne aj s veľkosťou efektívnych zrážok v centrálnej časti pohoria.

### **$dT_3^V/T_3^V$ hlavné dolomity veporika: lavicovité sivé celistvé a kryštalické dolomity vrchného triasu**

Hlavné dolomity veporika – lavicovité sivé celistvé a kryštalické dolomity vrchného triasu – sa, podobne ako hlavné dolomity hronika, vyskytujú v rámci sledovaného územia západnej časti Veľkej Fatry len v niekoľkých rozptýlených odkrytých polohách na minimálnej ploche  $0,596 \text{ km}^2$ , čo je  $0,63 \%$  z hodnotenej plochy tohto územia a  $1,17 \%$  plošnej rozlohy triasových karbonátov veporika. Ich priemerná nadmorská výška je  $929,7 \text{ m}$ , priemerná hrúbka sa odhaduje len na  $80 \text{ m}$  (Polák et al., 1997). Vystupujú predovšetkým v oblasti Belianskej doliny, v závere Jasenskej doliny, v závere Ľubochnianskej doliny severne od kóty 1 338 Javorina a v troch malých izolovaných polohách medzi Turčianskou Štiavničkou a Ľubochňou. Aj v prípade hlavných dolomitov veporika – podobne ako v prípade hronika – považujeme priepustnosť hlavných dolomitov za puklinovú, a to napriek tomu, že sa v rámci vápencov a dolomitov stredného a vrchného triasu často zvykne uvádzať krasovo-puklinový typ priepustnosti. Je to dané ich typickými vlastnosťami, overenými často hydrogeologickou vrtnou praxou a v našom prípade spracovaním súboru informácií zo zmapovaných prameňov.

Z hlavných dolomitov veporika odteká celkove 5 prameňov so sumárnou výdatnosťou  $0,22 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a priemerná výdatnosť na 1 výver je teda  $0,04 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri hustote  $8,4$  prameňa na  $1 \text{ km}^2$  a hodnote merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov  $0,37 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Pri zohľadnení nadmorskej výšky  $929,7 \text{ m}$  dostávame v prípade hlavných dolomitov veporika prepočítaný merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov  $q_p$  pri výške  $829 \text{ m n. m.}$  nerealistickú hodnotu  $-0,61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , ktorá svedčí o zníženom obehu podzemnej vody v tomto prostredí. Veľmi podobné hodnoty (priemerná výdatnosť  $0,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hustota prameňov  $10,4 \text{ km}^{-2}$ , merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov  $0,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a jeho prepočítaná hodnota  $-0,62 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) sa zistili v hlavných dolomitoch hronika v západnej časti Veľkej Fatry, ku ktorým bol následne priradený odhad strednej hodnoty prietochnosti z východnej časti pohoria  $T \approx 8,3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , resp. prietochnosť v intervale  $3,0 \cdot 10^{-5} - 1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (Malík a Kordík, 1999).

Hodnoty štatistického spracovania údajov o prameňoch z hlavných dolomitov veporika západnej časti Veľkej Fatry sú spolu s týmito hodnotami z iného horninového prostredia uvedené v sumariujúcich tabuľkách 5.6 až 5.8. Výdatnosť piatich prameňov vyvierajúcich z hlavných dolomitov bola v rozsahu od  $0,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  do  $0,10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , smerodajná odchýlka  $\sigma_Q$  mala hodnotu  $0,04 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , aritmetický priemer aj medián výdatnosti mali hodnotu  $0,04 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Rozsah nameranej teploty vyvierajúcej vody bol  $7,3 - 13,7 \text{ }^\circ\text{C}$ , medián  $10,3 \text{ }^\circ\text{C}$ , aritmetický priemer  $10,5 \text{ }^\circ\text{C}$  a smerodajná odchýlka meraní  $\sigma_{T_V}$   $2,3 \text{ }^\circ\text{C}$ . Merná elektrická vodivosť vyvierajúcej vody sa pohybovala od  $314$  do  $414 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , aritmetický priemer hodnôt EC je  $358 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián  $352 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{EC} = 37 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

### **$bIT_3^V/IT_3^V$ lunzské vrstvy veporika: sivé ílovité a ílovito-piesčité bridlice a jemnozrnné pieskovce vrchného triasu**

Lunzské vrstvy veporika – podobne ako lunzské vrstvy hronika – považujeme za regionálny izolátor s puklinovým typom priepustnosti. Obklopené priepustným prostredím strednotriasových a vrchnotriasových karbonátov tvoria tenký (asi 20 m – Polák et al., 1997), nízko priepustný element komplikujúci obeh podzemnej vody. Sú to rozptýlené plochy predovšetkým v oblasti Belianskej doliny, v závere Necpalskej doliny a závere Lubochnianskej doliny (dolina Močidlo, kóta 1 338 Javorina), medzi dolinami Vyšné a Nižné Krátko a s. od kóty 1 045 Viecha vo Veľkej (Nolčovskej) doline. Ich plocha je však v rámci západnej časti Veľkej Fatry iba 0,404 km<sup>2</sup> (0,10 % hodnotenej plochy) v priemernej nadmorskej výške 834,0 m. Z tejto plochy vyvierajú 4 pramene so sumárnou výdatnosťou 0,21 l . s<sup>-1</sup>. Aritmetický priemer výdatnosti pripadajúci na jeden prameň, hodnota charakterizujúca schopnosť horninového prostredia koncentrovať podzemnú vodu, je teda 0,05 l . s<sup>-1</sup>. Merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov je tu 0,52 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>, prepočítaný merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov upravený na jednotnú nadmorskú výšku  $q_p = 0,471 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a z neho odvodená hodnota odhadu prietochnosti  $T_{pmm} \approx 2,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Hustota prameňov v tomto horninovom prostredí je 9,9 km<sup>-2</sup>. Pri zostavovaní hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999) ráтали autori pri lunzských vrstvách veporika (aj hronika) s kvalifikovaným odhadom prietochnosti zhruba  $8,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Táto hodnota bola aplikovaná aj na hydrogeologickej mape západnej časti pohoria.

Lunzské vrstvy veporika mali veľmi vyrovnané hodnoty výdatnosti prameňov – v rozsahu od 0,05 do 0,06 l . s<sup>-1</sup>, smerodajná odchýlka  $\sigma_Q$  bola teda 0,01 l . s<sup>-1</sup> a hodnoty aritmetického priemeru aj mediánu výdatnosti 0,05 l . s<sup>-1</sup>. Teplota podzemnej vody vyvierajúcej z prameňov bola v teréne nameraná v rozmedzí od 6,7 do 17,0 °C, ich mediánová hodnota bola 9,5 °C a aritmetický priemer 10,7 °C. Smerodajná odchýlka meraní teploty vody prameňov  $\sigma_{TV} = 4,8 \text{ }^\circ\text{C}$ . Rozpätie hodnôt mernej elektrickej vodivosti vody vyvierajúcej z veporických lunzských vrstiev bolo 240 – 399  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , aritmetický priemer hodnôt 299  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián 279  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{EC} = 70 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

### **$vT_2^V/T_2^V$ vápence stredného triasu veporika: hrubolavicovité tmavosivé vápence, dolomitické gutensteinské vápence**

V porovnaní s karbonátovými horninami hronika západnej časti Veľkej Fatry, kde je pomer vápencov k dolomitom približne 1 : 2, tvoria vo veporiku vápencové členy iba menší zlomok celkovej plochy strednotriasových karbonátov (plošný pomer zastúpenia je zhruba 1 : 7). Sú tu zastúpené jednak v najspodnejších polohách strednotriasových karbonátov tmavosivými gutensteinskými vápencami s maximálnou hrúbkou 120 m a s celkovou plochou rozšírenia 3,832 km<sup>2</sup>, jednak v ich najvrchnejších častiach tmavosivými organodetritickými podhradskými vápencami (maximálne 50 m; 2,096 km<sup>2</sup>). Dôležitú drenážnu funkciu pripisujeme rauvakom, ktoré vystupujú na odkrytej ploche iba 0,225 km<sup>2</sup> v polohách hrubých do 20 m na rozhraní spodného a stredného triasu. Tieto litostratigrafické členy zaberajú v skúmanom území plochu spolu 6,170 km<sup>2</sup> s priemernou nadmorskou výškou 851,6 m. Priemerná nadmorská výška rauvakov je 791,6 m, gutensteinských vápencov 885,5 m a podhradských vápencov 798,4 m. Keďže v západnej časti Veľkej Fatry zaberajú karbonáty stredného triasu veporika celkovú plochu 50,147 km<sup>2</sup>, percentuálny podiel vápencov na tejto ploche je 12,30 % a na celkovej ploche skúmanej oblasti 1,58 %. Teleso karbonátových hornín však tvorí jeden vysoko priepustný zvodnenec, kde výstup podzemnej vody okrem úložných pomerov vnútri zvodnenca je podmienený aj vplyvom tektonického postihnutia oblasti a geomorfologickej situácie. V tabuľkovej forme uvádzame spracovanie štatistiky orientačných hydrogeologických charakteristík pramenných výverov z karbonátových hornín stredného triasu veporika (tab. 5.15 a 5.16), ktoré môže slúžiť na vzájomné porovnanie hydrogeologickej funkcie jednotlivých litostratigrafických jednotiek vystupujúcich vo veporiku západnej časti Veľkej Fatry.

Z hodnôt uvedených v tabuľke 5.15 vyplýva, že podobne ako v prípade strednotriasových karbonátov hronika, charakteristiky stredných hodnôt výdatnosti, teploty vody prameňov a mernej elektrickej vodivosti prameňov vyvierajúcich z rauvakov, gutensteinských vápencov, ramsauských dolomitov a podhradských vápencov veporika v západnej časti Veľkej Fatry sú veľmi podobné. Medián výdatnosti

prameňov sa pohybuje v rozmedzí  $0,19 - 0,30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , medián teploty vyvierajúcej vody v úzkom intervale  $8,3 - 8,5 \text{ }^\circ\text{C}$  a rozpätie mediánov hodnôt mernej elektrickej vodivosti je  $375 - 408 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Vzhľadom na nízku početnosť súboru (iba jeden prameň) sme údaje o rauvakochoch bližšie neanalyzovali. Veľmi nápadné je však zvyšovanie hodnôt merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov z  $2,68 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (podhradské vápence) cez  $19,36 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (ramsauké dolomity) na  $38,75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  v prípade gutensteinských vápencov. Pritom je potrebné uviesť, že k ramsaukým dolomitom bol pripísaný aj prameň Lazce v Necpalskej doline – najväčší sústredený výver podzemnej vody na území Slovenska (priemerná výdatnosť  $558,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Zároveň aj hustota prameňov ( $6,7 - 6,2 - 21,4 \text{ km}^{-2}$ ) naznačuje, že práve gutensteinské vápence sú v triasových karbonátoch veporika Veľkej Fatry tým drénujúcim elementom, ktorý je schopný koncentrovať výstupy podzemnej vody do vodárensky vysoko perspektívnych zdrojov. Štatistické charakteristiky výdatnosti, teploty vyvierajúcej vody a mernej elektrickej vodivosti prameňov vyvierajúcich z triasových karbonátov veporika sú tiež veľmi podobné analogickým hodnotám z hronika.

Tab. 5.15. Niektoré sumárne orientačné hydrogeologické charakteristiky rauvakov, gutensteinských vápencov, ramsaukých dolomitov a podhradských vápencov veporika v západnej časti Veľkej Fatry.

	Počet pram.	$\Sigma Q$ [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Priem. Q [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Plocha [ $\text{km}^2$ ]	Priemerná nadmorská výška [m]	q [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ]	Hustota prameňov [ $\text{km}^{-2}$ ]	Prepočít. $q_p$ [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ]	$T_{\text{prm}}$ prepoč. T z q [ $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ]
Podhradské vápence veporika	14	5,61	0,40	2,096	798,4	2,68	6,7	2,98	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Ramsauké dolomity veporika	271	849,27	3,13	43,857	896,6	19,36	6,2	18,70	$8,7 \cdot 10^{-4}$
Gutensteinské vápence veporika	82	148,49	1,81	3,832	885,5	38,75	21,4	38,20	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Rauvaky a brekcie veporika	1	0,09	0,09	0,225	791,6	0,40	4,4	0,77	$3,6 \cdot 10^{-5}$

Tab. 5.16. Niektoré štatistické charakteristiky výdatnosti, teploty vyvierajúcej vody a mernej elektrickej vodivosti (EC) prameňov vyvierajúcich z rauvakov, gutensteinských vápencov, ramsaukých dolomitov a podhradských vápencov veporika v západnej časti Veľkej Fatry.

	Qmin [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Medián Q [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Qmax [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$T_{\text{vmin}}$ [ $^\circ\text{C}$ ]	Medián $T_{\text{vody}}$ [ $^\circ\text{C}$ ]	$T_{\text{vmax}}$ [ $^\circ\text{C}$ ]	ECmin [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]	Medián EC [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]	ECmax [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]
Podhradské vápence veporika	0,04	<b>0,30</b>	1,33	6,8	<b>8,5</b>	12,4	308	<b>408</b>	560
Ramsauké dolomity veporika	0,01	<b>0,19</b>	558,02	4,8	<b>8,3</b>	13,8	253	<b>370</b>	1 130
Gutensteinské vápence veporika	0,02	<b>0,20</b>	31,42	5,6	<b>8,4</b>	15,9	295	<b>375</b>	537
Rauvaky a brekcie veporika	0,09		0,09	7,3		7,3	584		584

Celkovej ploche všetkých karbonátových hornín stredného triasu veporika  $50,147 \text{ km}^2$  ( $12,86 \%$  plochy skúmaného územia) prislúcha v západnej časti Veľkej Fatry priemerná nadmorská výška  $890,5 \text{ m}$ . Na tejto ploche bolo zdokumentovaných spolu 368 prameňov so sumárnou okamžitou výdatnosťou  $1 003,47 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Tomu zodpovedá priemerná výdatnosť jedného prameňa  $2,73 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (hronikum  $1,11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a približne rovnaká, pomerne vysoká hodnota hustoty prameňov –  $7,3$  na  $1 \text{ km}^2$  (hronikum  $6,3 \text{ km}^{-2}$ ), spôsobená prevahou dolomitického prostredia aj v tejto tektonickej jednotke. Hodnota merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov je v stredotriasových karbonátoch veporika  $20,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (hronikum  $7,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Po aplikovaní nivelizujúceho prepočtu na nadmorskú výšku  $829,0 \text{ m}$  je hodnota  $q_p$  rovná  $19,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Na základe tejto hodnoty by sa mohol vypočítať odhad strednej hodnoty koeficientu prietochnosti všetkých stredotriasových karbonátových hornín veporika  $T_{\text{prm}} \approx 9,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Ak nerobíme rozdiely medzi vápencami a dolomitmi veporika, vypočítame hustotu prameňov  $6,3 \text{ km}^{-2}$ . Zdokumentované pramene tu majú výdatnosť v rozpätí od  $0,01$  do  $558,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hodnota aritmetického priemeru výdatnosti je  $2,73 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a medián  $0,20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri vysokej hodnote smerodajnej odchýlky  $\sigma_Q = 29,34 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Teplota vody prameňov bola v rozsahu od  $4,8$  do  $15,9 \text{ }^\circ\text{C}$ , aritmetický priemer  $8,5 \text{ }^\circ\text{C}$  a medián  $8,3 \text{ }^\circ\text{C}$ . Smerodajná odchýlka hodnôt teploty vody prameňov  $\sigma_{T_v}$  bola  $2,0 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Merná elektrická vodivosť vody prameňov sa pohybovala medzi hodnotami 253 a 1 130  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , aritmetický priemer mal hodnotu 388  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a medián 375  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Smerodajná odchýlka mernej elektrickej vodivosti vody prameňov  $\sigma_{EC}$  bola 94  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  (pozri tab. 5.15 až 5.16).

**Vápence a dolomity veporika** budujú v západnej časti Veľkej Fatry niekoľko významných hydrogeologických štruktúr: hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika Hrosková – Osičné – Štefanová v oblasti kót 1 043 Hrosková, 1 107 Osičné, 1 305 Štefanová a 1 370 Šoproň medzi Nexpalskou, Belianskou a Ľubochňanskou dolinou s celkovou plochou 43,491  $\text{km}^2$ , najvýznamnejšou spomedzi nich. Ďalšími sú podborišovská hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v závere Nexpalskej doliny j. pod kótou 1 510 Borišov (0,942  $\text{km}^2$ ), Chládkové – Nižné Krátko (5,432  $\text{km}^2$ ) medzi kótou 1 240 Chládkové a dolinou Nižné Krátko, Beňkova – Brdce (4,364  $\text{km}^2$ ) v oblasti kót 1 045 Beňkova (Viecha) a 1 126 Brdce, Vrchmúr – Podhradie medzi kótou 890 Vrchmúr (Smrekové) a obcou Podhradie (1,603  $\text{km}^2$ ), Katovej skaly (3,036  $\text{km}^2$ ) v triasových karbonátoch veporika v oblasti kóty 927 Katova skala, Starej Bôrovej – malé odkryvy vápencov a dolomitov stredného triasu veporika s rozlohou 0,245  $\text{km}^2$  v okolí opustenej obce Stará Bôrová – a najjužnejšia hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika je v doline Teplice (1,328  $\text{km}^2$  odkrytých karbonátov v doline toku Teplice/Žarnovky sv. od Hornej Štubne).

Na ploche 6,170  $\text{km}^2$ , ktorú zaberajú **len strednotriasové** vápence veporika, registrujeme spolu 97 prameňov so sumárnou okamžitou výdatnosťou 154,20  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerná výdatnosť jedného prameňa je tu 1,59  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hustota prameňov je 15,7  $\text{km}^{-2}$  a hodnota merného pramenného odtoku podzemnej vody 24,99  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Po prepočítaní na 829,0 m n. m.  $q_p = 24,77 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a podľa toho vypočítaný odhad koeficientu prietochnosti strednotriasových vápencov veporika  $T_{\text{prn}} \approx 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Na ich znázornenie na hydrogeologickej mape sme však k vápencom stredného triasu veporika (ako aj v prípade hronika – pozri predchádzajúci text) v súlade s hodnotou použitou pri zostavovaní hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999) toho istého horninového prostredia priradili hodnotu prietochnosti  $T 6,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerná nadmorská výška tohto horninového prostredia je 851,6 m. Pre strednotriasové vápence je charakteristický krasovo-puklinový typ priepustnosti s existenciou krasových kanálov a prostredníctvom nich so schopnosťou koncentrácie výverov podzemnej vody. V rámci tohto horninového prostredia rozoznávame rýchly obeh podzemnej vody po preferovaných obehových cestách rozširovaných krasovou koróziou a pomalšie prúdenie v mikropuklinách a makropuklinách zvyšného masívu. Potenciál rýchleho šírenia znečistenia je veľmi vysoký, rovnako rýchlo však môže nastať intenzívny pokles jeho koncentrácie. Pri úvahách o kvantitatívne stanovených hydrogeologických vlastnostiach – hodnotách priepustnosti a prietochnosti vyjadrených na hydrogeologickej mape – musíme strednotriasové vápence veporika vo väčšine prípadov hodnotiť spolu s horninovým prostredím dolomitov, pretože obeh podzemnej vody prebieha v podmienkach geologického usporiadania Veľkej Fatry jednotne v oboch horninových prostrediach (pozri tab. 5.15 a 5.16, ako aj ďalší text). Len vápence veporika (bez dolomitov) vykazujú hodnotu mediánu výdatnosti 0,20  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri rádoovo nižšej smerodajnej odchýlke  $\sigma_Q = 4,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a štatistickom rozptyle hodnôt výdatnosti od 0,02 do 31,42  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Teplota vody má rozpätie 5,6 – 15,9  $^{\circ}\text{C}$ , aritmetický priemer 8,7  $^{\circ}\text{C}$ , medián 8,4  $^{\circ}\text{C}$  a smerodajnú odchýlku  $\sigma_{T_v} = 2,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Merná elektrická vodivosť vody prameňov (EC) je medzi 295 a 584  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  s aritmetickým priemerom 394  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , mediánom 379  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajnou odchýlkou  $\sigma_{EC} = 58 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

### **$dT_2^v/T_2^v$ dolomity stredného triasu veporika: vrstvité tmavosivé celistvé a kryštalické ramsauské dolomity**

Dolomity stredného triasu veporika vo Veľkej Fatre tvorí len jeden litologický typ – ramsauské dolomity. Ide o vrstvité tmavosivé celistvé a kryštalické dolomity, pre ktoré je charakteristický puklinový typ priepustnosti. Ich celková plocha v rámci územia západnej časti Veľkej Fatry je 43,978  $\text{km}^2$ , čo predstavuje 87,70 % plochy strednotriasových karbonátov veporika a 11,28 % plochy skúmaného územia západnej časti Veľkej Fatry. Priemerná nadmorská výška ramsauských dolomitov je však o niečo menšia, 896,0 m. Ich hydrogeologické vlastnosti môžeme vo väčšine prípadov hodnotiť len spolu s vápencami, s ktorými spoločne tvoria vodohospodársky významné karbonátové hydrogeologické štruktúry. Ramsauské dolomity môžu byť v rámci týchto štruktúr veľmi často drénované podložnými



gutensteinskými vápencami. Vzhľadom na puklinový typ ich priepustnosti je tu obeh podzemnej vody pomalší, s väčšou retardáciou hydraulických impulzov a nárastu koncentrácie potenciálneho znečistenia.

Z ramsauských dolomitov veporika vyviera spolu 271 prameňov so sumárnou výdatnosťou  $849,27 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Aritmetický priemer výdatnosti pripadajúci na jeden prameň, ktorý môžeme považovať za hodnotu charakterizujúcu schopnosť horninového prostredia koncentrovať podzemnú vodu, je tu  $3,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov z ramsauských dolomitov veporika je  $19,31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , po prepočítaní na nadmorskú výšku 829,0 m je merný pramenný odtok  $q_p = 18,66 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a z neho odvodený odhad prietochnosti  $T_{\text{pr}} \approx 8,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Dolomity veporika sú však na základnej hydrogeologickej mape v mierke 1 : 50 000 zobrazené farbou plochy zodpovedajúcou hodnote prietochnosti  $T 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  v súlade s hodnotou použitou vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999). Hustota prameňov je tu  $6,2 \text{ km}^{-2}$ . Rozsah výdatnosti prameňov v tomto prostredí je skutočne extrémny, od 0,01 do  $558,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hodnota aritmetického priemeru výdatnosti je  $3,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ale logaritmicke normálne rozdelenie týchto hodnôt signalizuje medián  $0,19 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Smerodajná odchýlka  $\sigma_Q$  tu má hodnotu až  $34,08 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Zistená teplota podzemnej vody prameňov bola od 4,8 do  $13,8 \text{ }^\circ\text{C}$ , medián  $8,3 \text{ }^\circ\text{C}$  a aritmetický priemer  $8,6 \text{ }^\circ\text{C}$ . Smerodajná odchýlka hodnôt teploty vody prameňov  $\sigma_{T_v}$  bola  $1,9 \text{ }^\circ\text{C}$ . Rozpätie mernej elektrickej vodivosti vody prameňov z ramsauských dolomitov bolo 253 až  $1\,130 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , aritmetický priemer hodnôt  $402 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián  $370 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{\text{EC}} = 104 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

### **$kT_1^V/T_1^V$ lúžňanské súvrstvie veporika: kremence, pieskovce, prachovité a ílovité bridlice spodného triasu**

V rámci jednotky veporika v západnej časti Veľkej Fatry sa tieto spodotriasové horniny nachádzajú iba na ploche  $0,065 \text{ km}^2$  ( $0,02 \%$  skúmaného územia) v priemernej nadmorskej výške  $656,9 \text{ m}$ . V západnej časti Veľkej Fatry vystupujú iba v oblasti záveru Belianskej doliny pri horárni Havranov a v malom výskyte na severných svahoch Vyšnej Štefanovej doliny v závere Lubochnianskej doliny. Tu (vo Vyšnej Štefanovej) bol k tomuto súvrstviu pripísaný aj jeden prameň s výdatnosťou  $0,12 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , teplotou vody  $6,7 \text{ }^\circ\text{C}$  a mernou elektrickou vodivosťou  $305 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Vzhľadom na nízku štatistickú významnosť a malý plošný rozsah tohto horninového prostredia však nebudeme tieto hodnoty dávať do ďalších súvislostí. Pri zobrazení kremencov a pieskocov lúžňanského súvrstvia veporika na hydrogeologickej mape západnej časti Veľkej Fatry využijeme hodnotu prietochnosti, ktorá bola k tomuto horninovému typu pripísaná vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999). Tam bol stanovený pomerne vysoký odhad strednej hodnoty prietochnosti, zhruba  $T \approx 4,16 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , podľa údajov z 9 zdokumentovaných prameňov (celková sumárna výdatnosť tam bola  $6,30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri ploche  $0,944 \text{ km}^2$ , priemerná výdatnosť  $0,70 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hustota prameňov  $9,54 \text{ km}^{-2}$ , merný pramenný odtok  $6,67 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , po prepočítaní  $8,92 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Tieto hodnoty boli rádovo vyššie v porovnaní s analogickým lúžňanským súvrstviem tatrika, čo sa dávalo do súvisu s tektonickým podvrvením rigidných kremencov pri presúvaní krížňanského príkrovu – veporika. Celkove malá hodnotená plocha a rezultujúci malý počet prameňov však neumožňujú zovšeobecňovať tieto závery. Typ priepustnosti kremencov a pieskocov lúžňanského súvrstvia veporika je puklinový.

## **TATRIKUM**

### **Hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika tatrika**

### **Hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov tatrika**

### **$pK2T/pK2T$ porubské súvrstvie tatrika: sivé ílovito-piesčité vápence, bridlice a vápnité pieskovce spodnej kriedy**

Plošné zastúpenie porubského súvrstvia obalovej sekvencie v rámci skúmanej západnej časti Veľkej Fatry je približne rovnaké ako v prípade piesčitých vápencov až vápnitých pieskocov porubského súvrstvia veporika. Jeho plošné rozšírenie je, podobne ako v prípade slienitých vápencov a bridlíc lučivnianskeho súvrstvia tatrika (pozri ďalej), v pruhu bočnej rássochy hlavného hrebeňa medzi kótami 1 394

Kľak, 1 079 Prieložnica a 927 Katova skala a na západných svahoch hlavnej Ľubochnianskej doliny (medzi Sklabinským Podzámkom, Podhradím, Kľackou dolinou a horárňou Salatín), v závere Veľkej (Nolčovskej) doliny, v závere Belianskej doliny (oblasť Havranova), v strednej časti Necnalskej doliny (oblasť Smrekov – Osičné) a v oblasti medzi horárňou Rakytov a dolinou Vyšná Štefanová.

Celková plocha piesčitých vápencov, bridlíc a vápnitých pieskocov porubského súvrstvia obalu je tu 5,377 km<sup>2</sup> (1,38 % skúmanej oblasti), priemerná nadmorská výška je v tomto prípade 888,2 m. Na tejto pomerne veľkej ploche bolo zdokumentovaných 60 prameňov s celkovou výdatnosťou 11,16 l · s<sup>-1</sup> a s priemernou výdatnosťou jedného prameňa 0,19 l · s<sup>-1</sup>. V rámci plochy 1 km<sup>2</sup> tohto horninového typu možno priemerne nájsť len 11,2 prameňa pri hodnote merného odtoku podzemnej vody v prameňoch 2,07 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>. Po prepočítaní je  $q_p = 1,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a aplikáciou empirickej rovnice by sme získali odhad strednej hodnoty prietočnosti  $T_{\text{prm}} \approx 7,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Na znázornenie hydraulických vlastností porubského súvrstvia tatrika však bola na hydrogeologickej mape použitá stredná hodnota prietočnosti  $1,15 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , ktorá bola prevzatá z východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999). Porovnanie štatistických charakteristík prameňov vyvierajúcich z kriedových súvrství tatrika a veporika s rovnomenou litostratigrafickou jednotkou porubského súvrstvia vo veporiku, so slienitými vápencami a bridlicami mraznického, osnického a vľkolínskeho súvrstvia tatrika aj veporika v západnej časti Veľkej Fatry je zosumarizované v predchádzajúcom texte v tab. 5.11 a 5.12. Z týchto tabuliek vyplývajú približne rovnaké charakteristiky prirodzených výverov podzemnej vody, ich distribúcie a vlastností vyvierajúcej vody v oboch litostratigrafických jednotkách v oboch častiach pohoria.

Teplota vody prameňov vyvierajúcich z porubského súvrstvia tatrika sa pohybovala od 5,2 do 16,2 °C, s aritmetickým priemerom 9,0 °C, s mediánom hodnôt 8,8 °C a smerodajnou odchýlkou  $\sigma_{\text{TV}} = 2,4 \text{ °C}$ . Výdatnosť prameňov bola v rozmedzí 0,01 – 1,16 l · s<sup>-1</sup>, už uvedená hodnota aritmetického priemeru výdatnosti zo 60 prameňov je 0,19 l · s<sup>-1</sup>, mediánu je 0,10 l · s<sup>-1</sup> a  $\sigma_Q = 0,21 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Merná elektrická vodivosť kolísala od 239 do 529  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  pri priemernej hodnote 388  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  (medián 387  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a  $\sigma_{\text{EC}} = 63 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ).

#### **svK<sub>1</sub><sup>T</sup>/K<sub>1</sub><sup>T</sup> slienité vápence a bridlice tatrika: lučivnianske súvrstvie, kalpionelové slienité vápence (vrchná jura až spodná krieda)**

Aj v prípade vrchnojurského až spodnokriedového lučivnianskeho súvrstvia a kalpionelových slienitých vápencov – slienitých vápencov a bridlíc tatrika – je spracované porovnanie štatistických charakteristík prameňov s ostatnými kriedovými súvrstviami tatrika a veporika v predchádzajúcom texte v tab. 5.11 a 5.12. Ukazuje sa, že jeho veporický ekvivalent, slienité vápence a bridlice mraznického, osnického a vľkolínskeho súvrstvia veporika, ako aj horniny porubského súvrstvia tatrika a veporika majú v západnej časti Veľkej Fatry približne rovnaké charakteristiky prirodzených výverov podzemnej vody.

Kým však vo veporiku západnej časti Veľkej Fatry je pomer plošného zastúpenia hornín porubského súvrstvia k ostatným, prevažne slienitým vápencom najvrchnejšej jury až spodnej kriedy (predtým „títońsko-neokómskym“) približne v pomere 1 : 10, tento pomer v rámci obalovej jednotky tatrika v tej istej časti pohoria je približne 1 : 1. Plocha slienitých vápencov a bridlíc tatrika (lučivnianskeho súvrstvia a kalpionelových slienitých vápencov vrchnej jury až spodnej kriedy) je 4,061 km<sup>2</sup> (1,04 % plochy hodnotenej oblasti) a priemerná nadmorská výška je 815,1 m. V tomto vyčlenenom horninovom type 67 zdokumentovaných prameňov dáva spolu 13,09 l · s<sup>-1</sup> vody a priemerne 0,20 l · s<sup>-1</sup> na 1 prameň. Hustota prameňov je vyššia než v porubskom súvrství (16,50 km<sup>-2</sup>), rovnako vyššia je aj hodnota merného odtoku podzemnej vody v prameňoch: 3,22 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>. Ak túto hodnotu prepočítavame na priemernú nadmorskú výšku západnej časti Veľkej Fatry 829,0 m, dostaneme hodnotu  $q_p = 3,36 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Po aplikácii tejto hodnoty v rovnici na približné stanovenie odhadu koeficientu prietočnosti  $T_{\text{prm}}$  získavame odhad strednej hodnoty tejto veličiny v lučivnianskom súvrství tatrika  $1,57 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Táto hodnota je oveľa bližšia hodnote získanej z toho istého súvrstvia vo veporiku v západnej časti pohoria ( $T_{\text{prm}} \approx 9,8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ), ako aj z porubského súvrstvia tatrika ( $T_{\text{prm}} \approx 7,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) aj veporika ( $T_{\text{prm}} \approx 1,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) v západnej časti Veľkej Fatry – pozri tab. 5.11. Z hľadiska zachovania kompatibility so znázornením tohto súvrstvia na základnej hydrogeologickej mape východnej časti tohto pohoria (Malík a Kordík, 1999) sme použili tam aplikovanú strednú hodnotu prietočnosti  $6,1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , resp. interval hodnôt  $3,0 \cdot 10^{-5} - 1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Plošné rozšírenie slienitých vápencov a bridlíc najmä lučivnianskeho súvrstvia tatrika je v pruhu okolo hrebeňa medzi kótami 1 394 Kľak, 1 079 Prieložnica a 927 Katova skala a na západných svahoch hlavnej Lubochnianskej doliny, medzi Sklabinským Podzámkom, Podhradím, Kľackou dolinou a horárňou Salatín, v závere Belianskej doliny (oblasť Havranova), v strednej časti Necpalskej doliny (oblasť Smrekova), v oblasti medzi horárňou Rakytov a dolinou Vyšná Štefanová a v malých výskytoch na južných svahoch Jarabinskej doliny.

Pramene odvodňujúce horninové prostredie slienitých vápencov a bridlíc vrchnej jury až spodnej kriedy tatrika majú výdatnosť od  $0,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  do  $3,48 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hodnota aritmetického priemeru výdatnosti je  $0,20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ale medián je o dosť nižší,  $0,08 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , pri smerodajnej odchýlke  $\sigma_Q = 0,45 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Teplota vody prameňov bola v rozsahu od  $5,7$  do  $17,3$  °C, medián mal hodnotu  $9,1$  °C, aritmetický priemer  $9,5$  °C a smerodajná odchýlka  $\sigma_{T_v}$  bola  $2,1$  °C. Najnižšia nameraná hodnota mernej elektrickej vodivosti vody bola  $286 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , najvyššia hodnota EC  $663 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , ich aritmetický priemer  $384 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián  $372 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{EC} = 74 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Všetky tieto hodnoty sú spolu s charakteristikami ďalších horninových typov zosumarizované v tab. 5.6 až 5.8.

### **$rvJ_2^T/rJ_2^T$ rádioláriové vápence, rádiolarity a pestré piesčito-krinoidové vápence tatrika (stredná jura)**

Rádioláriové vápence, rádiolarity a pestré piesčito-krinoidové vápence tatrika vystupujú v západnej časti Veľkej Fatry v priemernej nadmorskej výške  $754,5 \text{ m}$  na ploche iba  $0,023 \text{ km}^2$  iba v jednom súvislejšom odkryve na pravom svahu Necpalskej doliny v jej strednej časti južne od kóty 1 107 Osičné. Preto sme pri hydrogeologickej rekognoskácii nezistili prítomnosť žiadneho pramenného výveru, ktorý by toto horninové prostredie odvodňoval. Pri rádioláriových vápencoch, rádiolaritoch a pestrých piesčito-krinoidových vápencoch tatrika platí ten istý predpoklad ich zvýšenej drenážnej funkcie oproti málo priepustným horninám ich nadložia, ako je to v prípade ich ekvivalentu v tektonickej jednotke veporika (krížňanského príkrovu) v západnej, a najmä vo východnej časti Veľkej Fatry. Predpokladáme tu zvýšené hodnoty priepustnosti puklinového typu, podmienenej tektonickým namáhaním rigidných prekremených hornín. Na základe analógie s východnou časťou pohoria (Malík a Kordík, 1999) priraďujeme k tomuto horninovému typu odhad strednej hodnoty prietochnosti  $T \approx 1,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  pripadajúci do zobrazovaného intervalu hodnôt 2. kategórie prietochnosti  $1,0 \cdot 10^{-3} - 3,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

### **$vJ_1^T/J_1^T$ pestré slienité vápence a bridlice vrchného triasu až spodnej jury tatrika (trlenské súvrstvie a allgäuské vrstvy)**

Pri počte 37 prameňov a celkovej sumárnej výdatnosti prameňov  $10,27 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  odvodňujúcich trlenské súvrstvie a allgäuské vrstvy („fleckenmergel“), ktoré boli na hydrogeologickej mape rozlíšené ako pestré slienité vápence a bridlice vrchného triasu až spodnej jury tatrika, je merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov  $2,62 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  ( $2,44 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  vo východnej časti pohoria). Plošné rozšírenie tohto horninového typu je  $3,928 \text{ km}^2$ , teda  $1,01 \%$  plochy západnej časti Veľkej Fatry, z čoho rezultuje hustota prameňov  $9,4 \text{ km}^{-2}$ . Priemerná výdatnosť je  $0,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a priemerná nadmorská výška odkryvov trlenského súvrstvia a allgäuských vrstiev je  $820,6 \text{ m}$ . Na základe uvedených charakteristík sa najprv prepočítal merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov na nadmorskú výšku  $829,0 \text{ m} - 2,62 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  – a potom odhad strednej hodnoty koeficientu prietochnosti  $T_{\text{prm}}$  okolo  $1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Vo východnej časti Veľkej Fatry boli však v trlenskom súvrství a allgäuských vrstvách z 10 prameňov stanovené hodnoty  $Q_{\text{priem}} = 0,82 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hustota prameňov  $3,0 \text{ km}^{-2}$ ,  $q = 2,44 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ,  $q_p = 0,23 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a  $T_{\text{prm}} \approx 1,1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Posledná uvedená hodnota (z intervalu prietochnosti  $1,0 \cdot 10^{-5} - 3,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) bola aplikovaná aj na spôsob vizualizácie trlenského súvrstvia a allgäuských vrstiev farbou plochy podľa smernice na zostavovanie základných hydrogeologických máp v mierke  $1 : 50\,000$ . Naopak, pri analogických vrchnotriasových až spodnojurských horninách veporika sme v západnej časti pohoria dostali súhlasnejšie hodnoty stanovené z pramenného odtoku: merný odtok  $4,47 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , po jeho prepočte na priemernú nadmorskú výšku  $q_p = 4,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a odhad strednej hodnoty koeficientu transmisivity podľa prepočítaného merného odtoku  $T_{\text{prm}} \approx 2,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Plošné rozšírenie pestrých slienitých vápencov a bridlíc vrchného triasu až spodnej jury tatrika je medzi Sklabinským Podzámkom, Podhradím, Kľackou dolinou a horárňou Salatín v oblasti hrebeňa medzi kótami 1 394 Kľak, 1 079 Prieložnica a 927 Katova skala a na západných svahoch hlavnej Lubochnianskej doliny, v závere Belianskej doliny v oblasti Havranova, v strednej časti Necpalskej doliny (v oblasti Smrekov), na svahoch Kornietovej doliny a v okolí doliny Vyšná Štefanová.

Rozsah výdatnosti prameňov je v intervale  $0,01 - 2,00 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , medián výdatnosti je  $0,151 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_Q = 0,42 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  – hodnota aritmetického priemeru týchto hodnôt –  $0,281 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  – už bola uvedená. Medián zdokumentovaných hodnôt teploty vody bol  $8,8 \text{ }^\circ\text{C}$ , priemerná teplota  $9,3 \text{ }^\circ\text{C}$ , rozsah nameraných hodnôt sa pohyboval od  $6,5$  do  $14,0 \text{ }^\circ\text{C}$  ( $\sigma_{T_v} = 1,9 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Hodnoty mernej elektrickej vodivosti EC sa pohybovali od  $303$  do  $520 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , aritmetický priemer hodnôt EC bol  $389 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián  $378 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{EC} = 55 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

### **$bkT_3^T/kT_3^T$ karpatský keuper tatrika: kremenné pieskovce, arkózy, zlepenca, ílovité bridlice a dolomity vrchného triasu**

Sedimenty karpatského keuperu tatrika sa vyznačujú zvýšeným pomerom hrubších klastických zložiek – prevažujú kremenné pieskovce, arkózy a zlepenca, v menšej miere sú zastúpené ílovité bridlice a dolomity vrchného triasu. Sú odkryté na pomerne malej ploche – v západnej časti Veľkej Fatry je to iba  $0,778 \text{ km}^2$ , teda  $0,20 \%$  plochy hodnoteného územia s priemernou nadmorskou výškou  $761,8 \text{ m}$ . Vyskytujú sa najmä v oblasti hrebeňa medzi kótami 1 394 Kľak, 1 079 Prieložnica a 927 Katova skala, na západných svahoch hlavnej Lubochnianskej doliny v oblasti horárne Salatín, v závere Belianskej doliny v oblasti Havranova, malé výskyty sú v strednej časti Necpalskej doliny (Smrekov), vysoko na svahoch Kornietovej doliny a v závere doliny Vyšná Štefanová. Na tejto ploche bolo počas hydrogeologického mapovania v rokoch 2002 – 2006 zdokumentovaných 11 prirodzených výstupov podzemnej vody so sumárnou výdatnosťou  $2,70 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerne tu z plochy  $1 \text{ km}^2$  odteká  $14,1$  prameňov (hustota prameňov  $14,1 \text{ km}^{-2}$ ). Priemerná výdatnosť je  $0,25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov  $3,47 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , jeho prepočítaná hodnota na nadmorskú výšku  $829,0 \text{ m}$   $4,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a následný odhad strednej hodnoty koeficientu prietočnosti  $T_{pr} \approx 1,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Vo východnej časti pohoria v tatrídnom karpatskom keuperi sa nezistili pramenné vývery, a preto pri konštrukcii hydrogeologickej mapy východnej časti bola k tomuto horninovému typu priradená hodnota transmisivity  $T$  odvodená analógiou z vlastností karpatského keuperu veporika východnej časti, teda  $2,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , čo je však veľmi podobné a z toho istého intervalu prietočnosti –  $1,0 \cdot 10^{-4}$  až  $3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Podobné zistenia – temer navlas rovnaké hodnoty – sme teraz dosiahli aj v karpatskom keuperi veporika ( $T_{pr} \approx 1,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  pri  $Q_{priem} = 0,32 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hustote prameňov  $14,9 \text{ km}^{-2}$ ,  $q = 4,78 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ,  $q_p = 4,06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ; pozri predchádzajúci text alebo tab. 5.6 až 5.8). Vyššie hodnoty prietočnosti v karpatskom keuperi (veporika aj tatrika) teda môžeme považovať za podporreté faktami.

Pramene odtekajúce z karpatského keuperu tatrika majú rozsah výdatnosti od  $0,04$  do  $0,501 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  s priemernou hodnotou  $0,25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a rovnakým mediánom ( $0,25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), pričom ich smerodajná odchýlka  $\sigma_Q$  je  $0,161 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Rozsah nameranej teploty vody je od  $6,5$  do  $13,0 \text{ }^\circ\text{C}$  ( $\sigma_{T_v} = 2,0 \text{ }^\circ\text{C}$ ), mediánová hodnota je  $8,6 \text{ }^\circ\text{C}$ , aritmetický priemer  $9,2 \text{ }^\circ\text{C}$ . Hodnoty mernej elektrickej vodivosti (EC) sa zistili v rozmedzí od  $248$  do  $419 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , ich aritmetický priemer bol  $314 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián  $290 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{EC} = 61 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

### **$dT_2^T/T_2^T$ dolomity stredného triasu tatrika: lavicovité tmavosivé jemnokryštalické ramsauské dolomity**

Lavicovité tmavosivé jemnokryštalické ramsauské dolomity obalovej série sú rozšírené na  $1,20 \%$  plochy západnej časti Veľkej Fatry, t. j. na  $4,665 \text{ km}^2$  v priemernej nadmorskej výške  $932,5 \text{ m}$ . Typ priepustnosti je tu prevažne puklinový, len miestami krasovo-puklinový. Samostatné hodnotenie ramsauských dolomitov tatrika na základe odtoku podzemných prameňov je vzhľadom na ich hydraulické prepojenie s podložným, vysoko priepustným komplexom gutensteinských vápencov iba orientačné. Je potrebné hodnotiť dolomity a vápence tatrika aj spolu, hoci niektoré vlastnosti majú odlišné. K ramsauským dolomitom tatrika bolo priradených  $66$  prameňov s celkovou výdatnosťou  $17,61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , z čoho

by sme vypočítali pomerne malú priemernú výdatnosť ( $0,27 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Hustota prameňov je  $14,2 \text{ km}^{-2}$ , merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov  $q = 3,77 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , prepočítaný pramenný merný odtok  $q_p = 2,76 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a následný výpočet strednej hodnoty koeficientu transmisivity dáva hodnotu  $T_{\text{prm}} \approx 1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Pri znázornení tohto litologického typu na základnej hydrogeologickej mape v mierke  $1 : 50\,000$  sme však vychádzali z hodnoty  $T = 1,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , aplikovanej pri tom istom horninovom prostredí vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999) – jednak z presvedčenia, že prietoknosť tohto horninového typu je reálne vyššia, jednak kvôli zachovaniu kompatibility znázornenia.

Ramsauské dolomity tatrika sa odvodňujú prameňmi s rozsahom výdatnosti  $0,01 - 2,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  s priemernou hodnotou  $0,27 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a mediánom hodnôt  $0,10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Smerodajná odchýlka výdatnosti  $\sigma_Q$  má hodnotu  $0,42 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Rozsah nameranej teploty vody je od  $5,0$  do  $14,5 \text{ }^\circ\text{C}$  pri aritmetickom priemere  $8,8 \text{ }^\circ\text{C}$ , mediáne  $8,4 \text{ }^\circ\text{C}$  a smerodajnej odchýlke  $\sigma_{T_v}$   $2,4 \text{ }^\circ\text{C}$ . V týchto horninách sa zistili hodnoty mernej elektrickej vodivosti (EC) vody prameňov v rozsahu  $122 - 825 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , ich aritmetický priemer bol  $344 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián  $345 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{\text{EC}}$   $102 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

Ďalšie hydraulické charakteristiky ramsauských dolomitov tatrika však treba hľadať aj v rámci celkového hodnotenia karbonátov stredného triasu tatrika, teda spolu s gutensteinskými vápencami.

### $vT_2^T/T_2^T$ **vápence stredného triasu tatrika: čierne vápence, polohy sivých dolomitov – gutensteinské vrstvy**

Plocha  $0,933 \text{ km}^2$ , ktorú zaberajú odkryté gutensteinské vápence v západnej časti Veľkej Fatry, predstavuje  $0,24 \%$  skúmaného územia. Zároveň je to  $16,7 \%$  celkovej plochy stredotriasových karbonátov tatrika: gutensteinské vápence tu teda vystupujú v pomernom plošnom zastúpení k dolomitom  $1 : 6$ . Z priemernej nadmorskej výšky  $816,6 \text{ m}$ , v ktorej sa tieto horniny nachádzajú, bolo však zdokumentovaných spolu  $41$  prameňov s celkovou výdatnosťou  $24,75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Aj tu však platí to isté, čo v prípade ramsauských dolomitov – oba horninové typy sú navzájom hydraulicky prepojené a mnohé pramene boli zdokumentované len ako „odvodňujúce horninové prostredie karbonátov stredného triasu tatrika“. Zdanlivo teda  $41$  prameňov, ktoré boli v rámci hydrogeologickej dokumentácie priradené ku gutensteinským vápencom, javí nadbytok vyvierajúcej podzemnej vody na úkor „podvyživených“ prameňov z ramsauských dolomitov. V ich prípade (gutensteinských vápencov) by sme vypočítali priemernú výdatnosť prameňa  $0,60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hustotu prameňov  $43,9 \text{ km}^{-2}$ , nadmerne vysoký merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov  $q$  až  $26,52 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , ešte o čosi vyššiu hodnotu  $q_p$  ( $26,64 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) a následne aj veľmi vysoký odhad strednej hodnoty koeficientu transmisivity,  $T_{\text{prm}} \approx 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999) boli zistené hodnoty  $Q_{\text{priem}} = 15,86 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hustota prameňov  $2,1 \text{ km}^{-2}$ ,  $q = 33,11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a  $T_{\text{prm}} \approx 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Na východe pohoria teda vystupuje z gutensteinských vápencov menej prameňov, no pri podobných hodnotách pramenného merného odtoku, a teda približne pri rovnakých odvodených hydraulických vlastnostiach. Ako však už bolo povedané, hydraulické vlastnosti gutensteinských vápencov môžeme hodnotiť (s výnimkou charakterizovania typu priepustnosti ako prevažne krasovo-puklinovej až krasovej) iba v rámci hodnotenia karbonátov stredného triasu tatrika, teda spolu s horninovým typom ramsauských dolomitov (pozri ďalší text). Môžeme však charakterizovať niektoré ďalšie vlastnosti podzemnej vody vyvierajúcej z gutensteinských vápencov tatrika: rozpätie výdatnosti je  $0,01 - 7,60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ich priemerná hodnota  $0,60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ich mediánová hodnota  $0,24 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_Q = 1,43 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Teplota vyvierajúcej vody tu je od  $6,2$  do  $19,2 \text{ }^\circ\text{C}$  pri aritmetickom priemere  $9,8 \text{ }^\circ\text{C}$  a mediáne  $9,0 \text{ }^\circ\text{C}$ , smerodajná odchýlka  $\sigma_{T_v} = 3,0 \text{ }^\circ\text{C}$ . Hodnoty mernej elektrickej vodivosti vody ich prameňov sú od  $253$  do  $1\,650 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , aritmetický priemer hodnôt  $519 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián  $403 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{\text{EC}}$   $319 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

Pre **karbonáty – vápence a dolomity stredného triasu tatrika** – platí, že ich spoločná plocha je  $5,598 \text{ km}^2$  ( $1,44 \%$  plochy skúmanej oblasti) a spoločná priemerná nadmorská výška je  $913,2 \text{ m}$ . Odvodňuje ich spolu  $107$  prameňov so spoločnou výdatnosťou  $42,36 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerná výdatnosť jedného prameňa je  $0,40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hustota prameňov  $19,1 \text{ km}^{-2}$  a merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov  $q = 7,57 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Po prepočítaní merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov na priemernú nadmorskú výšku potenciálnej infiltračnej oblasti rovnajúcej sa priemernej nadmorskej výške celého hodnoteného územia  $829,0 \text{ m}$  n. m. získame hodnotu  $q_p = 6,74 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Jej aplikáciou v ďalšej empirickej rovnici dostaneme približne stanovenú strednú hodnotu koeficientu transmisivity

strednotriasových karbonátov tatrika  $T_{\text{prm}} \approx 3,15 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Pri individuálnom posudzovaní hydrogeologických štruktúr tvorených horninovými typmi gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov teda musíme mať na vedomí ich vzájomnú hydraulickú prepojenosť aj fakt, že homogénnejšie a pravidelnejšie rozpukané ramsauské dolomity sú často drénované ich viac skrasovateným stratigrafickým podložím gutensteinských vápencov. Na znázornenie oboch litologických typov – gutensteinských vápencov aj ramsauských dolomitov – na základnej hydrogeologickej mape v mierke 1 : 50 000 sme však kvôli zachovaniu kompatibility znázornenia vychádzali z hodnoty  $T = 1,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , aplikovanej v tom istom horninovom prostredí vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999).

Strednotriasové karbonáty tatrika v západnej časti Veľkej Fatry vytvárajú viacero hydrogeologických štruktúr: Kantora (0,219 km<sup>2</sup> – južný svah kóty 927 Katova skala v Kantorskej doline; Prieložnica – Kľak: medzi kótami 1 097 Prieložnica a 1 384 Kľak s plochou 3,017 km<sup>2</sup>); Kečka – Turecké (0,840 km<sup>2</sup>; v oblasti kóty 932 Kečka a dolinou Turecké na z. svahoch Ľubochnianskej doliny); Heleny (v oblasti kóty 987 Helena medzi dolinami Kornietovou a Nižnou Štefanovou – 0,122 km<sup>2</sup>); Kornietovej (medzi Kornietovou a Jarabinskou dolinou – 1,204 km<sup>2</sup>) a Podjarabinskej (medzi záverom Kornietovej a Jarabinskej doliny – 0,141 km<sup>2</sup>). Vzhľadom na svoje rozptýlenie a malé plošné vystupovanie (zväčša do jedného km<sup>2</sup>) nemajú tieto štruktúry väčší regionálny význam, s výnimkou hydrogeologickej štruktúry triasových karbonátov tatrika medzi kótami Prieložnica (1 097) a Kľak (1 384).

Ak skúmame rozsah výdatnosti prameňov **všetkých strednotriasových karbonátov tatrika**, zistíme, že je v intervale 0,01 – 7,60 l · s<sup>-1</sup>, medián je 0,17 l · s<sup>-1</sup> a smerodajná odchýlka  $\sigma_Q = 0,95 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Aritmetický priemer hodnôt výdatnosti už bol uvedený: 0,40 l · s<sup>-1</sup>. Výsledky meraní teploty vyvierajúcej vody boli v rozsahu od 5,0 do 19,2 °C, medián 8,6 °C, aritmetický priemer 9,2 °C a smerodajná odchýlka  $\sigma_{T_v}$  2,7 °C. Merná elektrická vodivosť EC sa pohybovala v rozmedzí 122 – 1 650  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , jej aritmetický priemer bol 401  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián 365  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{\text{EC}} = 225 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

#### **$T_1^T/T_1^T$    verfénske vrstvy tatrika: pestré ílovito-piesčité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov spodného triasu**

Verfénske bridlice tatrika – pestré ílovito-piesčité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov spodného triasu – sú v študovanom území odkryté na ploche 0,370 km<sup>2</sup> (0,09 % skúmanej oblasti) v priemernej nadmorskej výške 917,1 m. Vystupujú najmä v oblasti Kantorskej doliny (južne od Turčianskej Štiavničky, na hrebeni medzi Kantorskou a Podhradskou dolinou a v oblasti Ľubochnianskej doliny – medzi jej ľavými prítokmi Nižná Štefanová a Kornietová). Z tohto súvrstvia sme v západnej časti pohoria nezaznamenali žiaden pramenný výver. Vo všeobecnosti sa tieto horniny vnímajú ako regionálny izolátor s puklinovým typom priepustnosti. Vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999) z hodnôt 4 zdokumentovaných prameňov so sumárnou výdatnosťou 0,81 l · s<sup>-1</sup> bol odvodený merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov  $q = 2,53 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , prepočítaný merný odtok  $q_p = 1,68 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a odhad strednej hodnoty koeficientu transmisivity  $T_{\text{prm}} \approx 7,8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Hustota prameňov tam bola 12,55 km<sup>-2</sup> a priemerná výdatnosť jedného prameňa 0,20 l · s<sup>-1</sup>. Uvedený odhad strednej hodnoty prietochnosti  $7,8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (z intervalu prietochnosti  $3,0 \cdot 10^{-5} - 1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) bol aplikovaný aj v prípade verfénskych vrstiev tatrika pri zostavovaní základnej hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000.

#### **$kT_1^T/T_1^T$    lúžňanské súvrstvie tatrika: kremence, kremenné pieskovce, droby a zlepenec spodného triasu**

Významný pruh kremencov lúžňanského súvrstvia tatrika sa v západnej časti Veľkej Fatry tiahne od Kantorskej doliny na sever popod kótu 1 097 Prieložnica, na juhovýchod pozdĺž hrebeňa bočnej rászochy, južne od kóty 1 394 Kľak, ktorú obťáča a pokračuje ssv. smerom, lemujúc západné svahy Ľubochnianskej doliny, až kým sa zhruba 1,5 km severne od horárne Salatín neprenesie na východnú stranu pohoria. Druhý významný výskyt týchto hornín je v oblasti ľavých prítokov hornej časti Ľubochnianskej doliny – dolín Nižná Štefanová, Kornietová a Jarabinská. 29 prameňov s výdatnosťou spolu 3,75 l · s<sup>-1</sup> vystupujúcich z plochy 2,856 km<sup>2</sup> (0,73 % plochy západnej časti Veľkej Fatry) má v kremencoch, drobách, zlepencoch a kremenných pieskovcoch lúžňanského súvrstvia tatrika merný odtok podzemnej vody 1,31 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>.

Priemerná výdatnosť jedného prameňa je  $0,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ich hustota je 10,15 prameňa na  $1 \text{ km}^2$ . Lúžňanské súvrstvie tatrika vystupuje v priemernej nadmorskej výške 874,9 m.

Po prepočítaní na priemernú nadmorskú výšku západnej časti Veľkej Fatry (829,0 m) dostaneme merný pramenný odtok  $q_p$   $0,86 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Všetky tieto ukazovatele svedčia o pomerne nízkom a veľmi rozptýlenom odtoku podzemnej vody, pričom v porovnaní s analogickými kremencami lúžňanského súvrstvia veporika sú spodnotriasové kremence tatrika hydraulicky pasívnejšie, s väčšou tendenciou pôsobiť ako regionálny izolátor, s obehom podzemnej vody iba v zóne pripovrchového rozpojenia do hĺbky zhruba 50 m pod povrchom. Približne stanovená stredná hodnota koeficientu transmisivity lúžňanského súvrstvia tatrika  $T_{\text{prn}} \approx 4,03 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Podobná hodnota  $T_{\text{prn}}$  ( $4,48 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) bola odvodená v spodnotriasových kremencoch tatrika vo východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999). Vo východnej časti Veľkej Fatry bolo na ploche  $4,912 \text{ km}^2$  zdokumentovaných 58 prameňov s celkovou výdatnosťou  $10,54 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , z toho boli získané hodnoty  $Q_{\text{priem}} = 0,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hustota prameňov  $11,8 \text{ km}^{-2}$ ,  $q = 2,14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a prepočítaný merný pramenný odtok  $q_p = 0,96 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

Prehľad niektorých sumárnych orientačných hydrogeologických charakteristík spodnotriasových kremencov oboch jednotiek (veporika i tatrika) v západnej aj východnej časti Veľkej Fatry je uvedený v tab. 5.17 a 5.18.

Tab. 5.17. Niektoré sumárne orientačné hydrogeologické charakteristiky spodnotriasových kremencov oboch jednotiek (veporika a tatrika) v západnej aj východnej časti Veľkej Fatry (podľa Malíka a Kordíka, 1999).

	Počet pram.	$\Sigma Q$ [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Priem. Q [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Plocha [ $\text{km}^2$ ]	Priemerná nadmorská výška [m]	q [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ]	Hustota prameňov [ $\text{km}^{-2}$ ]	Prepočít. $q_p$ [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ]	$T_{\text{prn}}$ prepoč. T z q [ $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ]
Lúžňanské kremence T <sub>1</sub> veporika – z. časť	1	0,12	0,12	0,065	656,9	1,85	15,4	3,53	$1,6 \cdot 10^{-4}$
Lúžňanské kremence T <sub>1</sub> tatrika – z. časť	29	3,75	0,13	2,856	874,9	1,31	10,2	0,86	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Lúžňanské kremence T <sub>1</sub> veporika – v. časť	9	6,30	0,70	0,944	611,4	6,67	9,5	8,92	$4,2 \cdot 10^{-4}$
Lúžňanské kremence T <sub>1</sub> tatrika – v. časť	58	10,54	0,18	4,912	900,3	2,14	11,8	0,96	$4,5 \cdot 10^{-5}$

Tab. 5.18. Niektoré štatistické charakteristiky výdatnosti, teploty vyvierajúcej vody a mernej elektrickej vodivosti (EC) prameňov vyvierajúcich zo spodnotriasových kremencov oboch jednotiek (veporika a tatrika) v západnej časti Veľkej Fatry.

	Q <sub>min</sub> [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Medián Q [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Q <sub>max</sub> [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	T <sub>v,min</sub> [°C]	Medián T <sub>vody</sub> [°C]	T <sub>v,max</sub> [°C]	EC <sub>min</sub> [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]	Medián EC [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]	EC <sub>max</sub> [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]
Lúžňanské kremence T <sub>1</sub> veporika – z. časť	0,12		0,12	6,7		6,7	305		305
Lúžňanské kremence T <sub>1</sub> tatrika – z. časť	0,02	<b>0,10</b>	0,53	5,3	<b>9,4</b>	13,8	33	<b>69</b>	273

Z hodnôt uvedených v tab. 5.17 vyplýva, že podobne ako v prípade východnej časti pohoria, aj na západ od Lubochnianky sa ukazujú hodnoty merného pramenného odtoku z lúžňanského súvrstvia veporika aj ďalšie odvodené hodnoty vyššie než z lúžňanského súvrstvia tatrika – v prípade západnej časti pohoria sú však tieto údaje odvodené iba z merania jedného prameňa. Odvodené stredné hodnoty prietochnosti z pramenného merného odtoku sú však porovnateľné s údajmi z východnej časti pohoria, a teda v intervale  $3,0 \cdot 10^{-4} - 1,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  a boli použité aj v prípade lúžňanského súvrstvia tatrika na základnej hydrogeologickej mape západnej časti Veľkej Fatry. Pri lúžňanskom súvrství tatrika bol aplikovaný rozsah prietochnosti o jeden rád (2 kategórie) nižší –  $3,0 \cdot 10^{-5} - 1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Pramene odtekajúce z horninového prostredia spodnotriasových kremencov lúžňanského súvrstvia tatrika mali počas hydrogeologickej rekognoscácie zistený rozsah výdatnosti od 0,02 do  $0,53 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  s priemernou hodnotou  $0,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a mediánom  $0,10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Smerodajná odchýlka hodnôt výdatnosti  $\sigma_Q$  je  $0,12 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Rozsah nameranej teploty vody je od 5,3 do  $13,8 \text{ }^\circ\text{C}$  (pri  $\sigma_{T_v} = 2,3 \text{ }^\circ\text{C}$ ), medián je  $9,4 \text{ }^\circ\text{C}$  a aritmetický priemer  $9,8 \text{ }^\circ\text{C}$ . Hodnoty mernej elektrickej vodivosti (EC) sa zistili v rozmedzí od 33 (!) do  $273 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , ich aritmetický priemer bol  $86 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián  $69 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{EC} = 56 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

**Hydrogeologický celok hornín kryštalinika**

**g/g granitoidné horniny: smrekovické tonality, kornietovské granodiority, lipovské granity, Ľubochnianske leukogranity, pegmatity a aplity**

Hydrogeologický celok hornín kryštalinika (z najväčšej miery granitoidov tatrika) pozostáva len z jedného horninového typu, ktorý plochou 27,846 km<sup>2</sup> (7,14 % plochy skúmanej oblasti) po triasových karbonátoch hronika, slienitých vápencoch „titónu – neokómu“ veporika a triasových karbonátoch hronika veporika predstavuje štvrtú najväčšiu plošnú rozlohu spomedzi hydrogeologických celkov/horninových typov v západnej časti Veľkej Fatry. Priemerná nadmorská výška granitoidných hornín je 888,0 m. Z tohto horninového typu bolo zdokumentovaných 372 prameňov s celkovou výdatnosťou 58,51 l . s<sup>-1</sup>. Pramenné vývery s pomerne vysokou hustotou (13,4 km<sup>-2</sup>) majú aj pomerne vysokú priemernú výdatnosť jedného prameňa, 0,16 l . s<sup>-1</sup>. Priemerný merný odtok vo forme prameňov bol zásluhou značnej priemernej nadmorskej výšky tohto horninového typu pomerne vysoký, 2,10 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>. Vo východnej časti pohoria bola táto hodnota vplyvom značnej priemernej nadmorskej výšky tohto horninového typu (1 017,2 m) pomerne vysoká, 4,83 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>. Z plochy 40,101 km<sup>2</sup> tu spolu odtekalo 193,70 l . s<sup>-1</sup> vody zo 459 prameňov. Z toho sa získali hodnoty  $Q_{\text{priem}} = 0,42 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a hustota prameňov 11,5 km<sup>-2</sup>. Z už uvedenej hodnoty  $q = 4,83 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  bol prepočítaný merný pramenný odtok  $q_p = 2,26 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a odvodená hodnota  $T_{\text{prm}} \approx 1,05 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (Malík a Kordík, 1999). V prípade **západnej časti pohoria** sme z **granitoidných hornín** vypočítali hodnotu merného pramenného odtoku prepočítaného na nadmorskú výšku 829,0 m  $q_p = 1,52 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a odhad strednej hodnoty koeficientu transmisivity  $T_{\text{prm}} \approx 7,1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Hydraulické vlastnosti (priemerná prietočnosť) granitoidných hornín sú na základnej hydrogeologickej mape západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 znázornené v súlade s ich znázornením na hydrogeologickej mape východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999), teda v intervale  $3,0 \cdot 10^{-5}$  až  $1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Títo autori totiž považovali aj hodnotu  $T_{\text{prm}} \approx 1,05 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  odvodenú z prameňov za mierne nadsadenú a na znázornenie prietočnosti zvolili hodnotu  $T \approx 9,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (Malík a Kordík, 1999). Granitoidné horniny tatrika predstavujú typické prostredie „hydrogeologického masívu“, kde je priepustnosť puklinového typu viazaná predovšetkým na zónu pripovrchového rozvoľnenia (zvetrávanie, uvoľňovanie vnútorného napätia a gravitačné rozsadenie horninových mäs pri povrchu) do hĺbky 30 až 50 m a smerom do hĺbky jej hodnota exponenciálne klesá. Vo väčšej hĺbke hydrogeologického masívu sú zvýšené hodnoty priepustnosti podmienené tektonickým alebo hlbokým gravitačným porušením masívu – predovšetkým ťahovými diskontinuitami.

Pri všetkých prameňoch z horninového prostredia granitoidov sa zistil rozsah výdatnosti od 0,004 do 1,60 l . s<sup>-1</sup>. Hodnota aritmetického priemeru výdatnosti je 0,16 l . s<sup>-1</sup>, medián 0,09 l . s<sup>-1</sup> a smerodajná odchýlka  $\sigma_Q = 0,20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Teplota vyvierajúcej vody tu bola nameraná v rozpätí od 5,0 do 17,2 °C pri smerodajnej odchýlke meraní  $\sigma_{T_v} = 2,2 \text{ }^\circ\text{C}$ , mediánovej hodnote 8,6 °C a hodnote aritmetického priemeru 9,0 °C. V rozmedzí od 37 (!) do 466  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  sa pohybovali hodnoty mernej elektrickej vodivosti (EC), pričom ich aritmetický priemer bol 113  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , medián 93  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{\text{EC}} = 69 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

Spomedzi 372 prameňov z granitoidov tatrika bolo 42 priradených k Ľubochnianskym muskovitickým a biotiticko-muskovitickým leukogranitom (3,681 km<sup>2</sup>). K lipovským žulám (lipovským dvojsľudovým granitom) s plochou 18,708 km<sup>2</sup> bolo priradených 300 prameňov a kornietovské biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority vystupujúce na ploche 5,327 km<sup>2</sup> odvodňuje celkove 30 prameňov. Smrekovické tonality, ktoré vo východnej časti Veľkej Fatry vykazovali vyššiu priemernú výdatnosť prameňov ako ostatné granitoidy (Malík a Kordík, 1999), vystupujú takmer výlučne na východ od Ľubochnianky a neboli hodnotené. Nasledujúce tab. 5.19 a 5.20 prehľadne spracúvajú rozdielnosti medzi jednotlivými typmi granitoidných hornín západnej časti Veľkej Fatry, ktoré sa získali spracovaním údajov o prirodzených výveroch podzemnej vody – prameňoch, ktoré ich odvodňujú.

Po bližšom skúmaní tab. 5.20 môžeme konštatovať, že podzemná voda odvodňujúca lipovské granity má zvyčajne nižšiu mineralizáciu (jej ukazovateľom sú hodnoty mernej elektrickej vodivosti EC), nižšiu teplotu a vyššiu strednú hodnotu výdatnosti prameňov. Tieto fakty však zrejme do značnej miery vyplývajú z veľkej nadmorskej výšky (921 m), v ktorej tieto horniny vystupujú. Hodnota nameraného



merného pramenného odtoku z lipovských granitov  $2,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  je po prepočítaní na jednotnú úroveň 829,0 m n. m. nižšia ( $1,80 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) než prepočítaná hodnota  $q_p$  z ľubochnianskych leukogranitov ( $1,94 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Z toho môžeme zároveň dedukovať hydraulické charakteristiky – strednú prietočnosť  $T_{\text{prm}}$  oboch horninových typov (lipovských granitov aj ľubochnianskych leukogranitov) asi o pol rádu vyššiu ( $8,4 \cdot 10^{-5}$ , resp.  $9,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ), než je  $T_{\text{prm}}$  kornietovských granodioritov ( $2,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Tá sa prejavuje aj nižším mediánom výdatnosti prameňov ( $0,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  oproti  $0,10$  a  $0,08 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), nižšou hustotou prameňov ( $5,6 \text{ km}^{-2}$  oproti  $16,0$  a  $11,4 \text{ km}^{-2}$ ) a nízkym nameraným aj prepočítaným odtokom podzemnej vody vo forme prameňov ( $q = 0,57 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ;  $q_p = 0,47 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Údaje z východnej časti Veľkej Fatry uvedené v tab. 5.19 sú neúplné a neboli dosiaľ komplexne spracované zo všetkých pramenných výverov z celých plôch jednotlivých typov granitoidov. Majú teda len orientačný, komparatívny charakter.

Tab. 5.19. Niektoré sumárne orientačné hydrogeologické charakteristiky ľubochnianskych leukogranitov, lipovských granitov a kornietovských granodioritov tatrika v západnej aj východnej časti Veľkej Fatry (podľa Malíka a Kordíka, 1999).

Pozn.: Údaje z východnej časti pohoria neboli dosiaľ komplexne spracované zo všetkých pramenných výverov a majú iba orientačnú hodnotu.

	Počet pram.	$\Sigma Q$ [l . s <sup>-1</sup> ]	Priem. Q [l . s <sup>-1</sup> ]	Plocha [km <sup>2</sup> ]	Priemerná nadmorská výška [m]	q [l . s <sup>-1</sup> . . km <sup>-2</sup> ]	Hustota prameňov [km <sup>-2</sup> ]	Prepočít. q <sub>p</sub> [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	T <sub>prm</sub> prepočet T z q [m <sup>2</sup> . s <sup>-1</sup> ]
Ľubochnianske leukogranity	42	4,85	0,12	3,681	765,5	1,32	11,4	1,94	$9,0 \cdot 10^{-5}$
Lipovské granity	300	50,63	0,17	18,708	921,3	2,71	16,0	1,80	$8,4 \cdot 10^{-5}$
Kornietovské granodiority	30	3,04	0,10	5,327	839,1	0,57	5,6	0,47	$2,2 \cdot 10^{-5}$
Lipovské granity – v. časť V. Fatry	1	0,10	0,10	8,281	864,6	0,01	0,1		
Kornietovské granodiority – v. časť V. Fatry	90	38,10	0,42	18,525	1081,3	2,06	4,9		
Smrekovické tonality – v. časť V. Fatry	85	47,50	0,56	9,111	1137,4	5,21	9,3	1,21	$5,6 \cdot 10^{-5}$

Tab. 5.20. Niektoré štatistické charakteristiky výdatnosti, teploty vyvierajúcej vody a mernej elektrickej vodivosti (EC) prameňov vyvierajúcich z ľubochnianskych leukogranitov, lipovských granitov a kornietovských granodioritov tatrika v západnej časti Veľkej Fatry.

	Q <sub>min</sub> [l . s <sup>-1</sup> ]	Medián Q [l . s <sup>-1</sup> ]	Q <sub>max</sub> [l . s <sup>-1</sup> ]	T <sub>v,min</sub> [°C]	Medián T <sub>vody</sub> [°C]	T <sub>v,max</sub> [°C]	EC <sub>min</sub> [μS . cm <sup>-1</sup> ]	Medián EC [μS . cm <sup>-1</sup> ]	EC <sub>max</sub> [μS . cm <sup>-1</sup> ]
Ľubochnianske leukogranity	0,01	<b>0,08</b>	0,39	6,1	<b>10,1</b>	14,4	55	<b>114</b>	329
Lipovské granity	0,00	<b>0,10</b>	1,60	5,0	<b>8,3</b>	17,2	37	<b>91</b>	443
Kornietovské granodiority	0,02	<b>0,05</b>	0,63	6,2	<b>11,4</b>	14,0	41	<b>117</b>	466

## 5.2. OBEH A REŽIM PODZEMNEJ VODY

Obeh a režim podzemnej vody v západnej časti Veľkej Fatry je podmienený geologickou stavbou územia – litologickou povahou hornín, vzájomnou polohou a tektonickou pozíciou horninových komplexov – a geomorfologickými pomermi v pohorí. Pri zohľadnení širších regionálnych súvislostí treba konštatovať, že v tomto pohorí vzhľadom na vysoké hodnoty zrážkových úhrnov a menší úhrnný výpar existuje značný potenciál tvorby podzemnej vody. Dlhodobé priemery ročných zrážkových úhrnov sú napr. 767 – 807 mm v Turčianskej Štiavničke, 717 – 771 mm v Turčianskych Tepliciach, 780 mm v Blatnici, 781 mm v Belej-Duliciach (zrážkomerné stanice na západnom úpätí pohoria), 858 – 892 mm v Ľubochni a 943 mm v Kľačanoch (severné úpätie), 1 060 – 1 123 mm ročne v Dolnom Harmanci (južné svahy) a 1 052 mm v Ľubochnianskej doline, zarezanej uprostred pohoria Veľkej Fatry (stanica Ľubochňa – horáreň Rakytov; bližšie pozri kapitolu 2.2. *Klimatické pomery*). So zväčšovaním sa nadmorskej výšky v pohorí pribúdajú zrážky (až 1 417 mm priemerných ročných úhrnov zistených na totalizátore pod Ostredkom; údaj 1 011 mm z Krížnej je pravdepodobne podhodnotený vzhľadom na silné ovplyvňovanie vetrom). Znižuje sa aj priemerná ročná teplota (asi o 0,4 – 0,6 °C na 100 m výšky) a následne klesá výpar (420 – 500 mm; *Atlas SSR*, 1980). Priemerné množstvo spadnutých zrážok sa

pohybuje v rozpätí od 800 do 1 200 mm ročne. Sú to pomerne vysoké hodnoty poukazujúce na horský zrážkový režim. Vyššie hodnoty zrážok sa vyskytujú na Slovensku len vo Vysokých a Nízkych Tatrách a v Malej Fatre. Vestenický a Vološčuk (1986) uvádzajú, že s ohľadom na vysoké hodnoty zrážok (priemer z celého územia je okolo 1 000 mm) a nízky územný výpar (priemer z celého územia je okolo 480 mm) ostáva na vsakovanie do podzemnej vody a povrchový odtok k dispozícii viac ako polovica spadnutých zrážok – priemerne 520 mm. Pri formovaní podzemnej vody sú rozhodujúce zimné zrážky. Zásoby podzemnej vody sa dopĺňajú najmä počas jarného topenia snehu. Podľa údajov získaných v rámci práce Švasta a Malíka (2006) spadne na plochu 389,8 km<sup>2</sup> hodnoteného územia západnej časti Veľkej Fatry priemerne okolo 934 mm, pričom sa vyparí asi 550 mm a 384 mm (12,2 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>) predstavujú efektívne zrážky, schopné zúčastňovať sa na hydrologických dejoch odtoku a infiltrácie. Tieto údaje vychádzajú zo zrážkových úhrnov a údajov o teplote vzduchu zistených v rokoch 1951 – 1980 na celom území Slovenska a interpolovaných podľa zemepisnej šírky, zemepisnej dĺžky a nadmorskej výšky jednotlivých staníc, ako aj podľa členitosti a reliéfu (Švasta a Malík, 2006). Na hodnotenom území západnej časti Veľkej Fatry s priemernou nadmorskou výškou 829,0 m sa počítalo s priemernou ročnou teplotou 5,2 °C. Poznámka: Na území západnej časti Veľkej Fatry, ktoré je v hraniciach mapového zobrazenia (mimo presahov do Turčianskej kotliny), s plochou 374,26 km<sup>2</sup> a priemernou nadmorskou výškou 840,4 m bola vypočítaná priemerná ročná teplota 5,1 °C, priemerné ročné zrážky zhruba 945 mm, priemerný ročný výpar ~550 mm a efektívne zrážky ~400 mm (12,7 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>).

Ako sa efektívne zrážky následne sformujú na odtok podzemnej vody alebo odtok povrchovej vody, závisí od hydrofyzikálnych vlastností hornín, na ktoré tieto zrážky dopadnú. V skúmanom území môžeme vyčleniť päť základných skupín hydrogeologických celkov, ktoré sa podstatne odlišujú spôsobom infiltrácie, sústreďovania a odtoku podzemnej vody. Sú to (pozri aj kapitolu 5.1) nasledujúce skupiny hydrogeologických celkov:

- **hydrogeologický celok hornín kryštalinika, hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov a hydrogeologický celok paleogénnych sedimentov** s obehom podzemnej vody charakteristickým pre hydrogeologický masív,
- **hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika** s krasovo-puklinovým a krasovým typom obehu podzemnej vody,
- **hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov** so zmiešaným obehom podzemnej vody v komplexe prepojených zvodnencoch s puklinovým a medzizrnovým typom priepustnosti,
- **hydrogeologický celok neogénnych sedimentov** s obehom podzemnej vody viazaným na zvodnenie s medzizrnovým typom priepustnosti, s trendom vytvárania napätých zvodní,
- **hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov** s obehom podzemnej vody s voľnou alebo len mierne napätou hladinou v prostredí s medzizrnovým typom priepustnosti.

Prevažná väčšina podzemnej vody obiehajúcej vo Veľkej Fatre prúdi cez vápence a dolomity stredného a vrchného triasu (hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika), pričom však cirkuluje v jednotlivých, navzájom hydraulicky oddelených tektonických jednotkách budujúcich pohorie. Tektonické jednotky hronika a veporika sa na seba nasunuli pravdepodobne v predsenónskej mediteránnej fáze alpínskeho vrásnenia (kap. 2.4.3), pričom sa spoločne nasúvali na mezozoický sedimentárny obal tatrika, resp. jeho kryštalinické jadro. Takto bolo tektonicky podmienené hydraulické oddelenie triasových karbonátových zvodnencov jednotlivých základných tektonických jednotiek Veľkej Fatry pestrými sedimentmi (prevažne jurského a kriedového veku) týchto jednotiek. V západnej časti Veľkej Fatry sú tieto základné tektonické jednotky:

- **tektonická jednotka tatrika** (šiprúnska sekvencia),
- **tektonická jednotka veporika** (krížňanský príkrov),
- **tektonická jednotka hronika** (necpalský a šturecký príkrov v západnej časti Veľkej Fatry sensu Polák et al., 1997).

V jednotlivých uvedených tektonických jednotkách (tatrikum, veporikum, hronikum) je potom obeh podzemnej vody zväčša viac-menej izolovaný v rámci navzájom oddelených hydrogeologických štruktúr, a preto sa často hodnotí v každej tektonickej jednotke zvlášť. Hydrogeologické celky triasových karbonátov mezozoika a pestrých mezozoických sedimentov možno preto ďalej rozdeliť podľa ich príslušnosti k jednotlivým tektonickým jednotkám na:

- hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika hronika,
- hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov veporika,
- hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika veporika,
- hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov tatrika,
- hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika tatrika.

Z uvedeného je zrejme, že v tektonickej jednotke hronika v západnej časti Veľkej Fatry absentujú nekarbonátové horniny. V najzjednodušenejšej vertikálnej priestorovej schéme geologickej stavby Veľkej Fatry, zahŕňajúcej predovšetkým hydrogeologické celky hornín kryštalínika, pestrých mezozoických sedimentov, a najmä triasových karbonátov mezozoika, môžeme uvažovať o troch tektonických jednotkách uložených nad sebou. Každá z týchto tektonických jednotiek obsahuje zložky s vysokou „vododajnosťou“ hydrogeologického celku triasových karbonátov mezozoika, tvoriacich „spodnejšie podlažia“ tektonických jednotiek. Tie sú potom od seba oddelené („hydraulicky tesnené“) málo priepustnými pestrými mezozoickými sedimentmi, najčastejšie spodnokriedovými slieňovcami, slienitými vápencami a slienitými bridlicami – hydrogeologickým celkom pestrých mezozoických sedimentov. Obeh podzemnej vody tu tiež často obmedzuje tektonická redukcia niektorých členov tektonických jednotiek v priebehu nasúvania, ako aj ich neskoršia deformácia popaleogénnymi tektonickými prejavmi pri vzájomnom pohybe blokov v horizontálnom aj vertikálnom smere.

Spodnotriasové verfénske bridlice tatrika, lunzské vrstvy (pieskovce a bridlice) oddeľujúce strednotriasové dolomity od vrchnotriasových v necpalskom, štureckom (hronikum) aj krížňanskom (veporikum) príkrove, pestré bridlice karpatského keuperu ( $T_3$  – vrchný trias), slienité vápence a sliene vrchnej jury až spodnej kriedy v šiprúnskej obalovej sekvencii (lučivnianske a porubské súvrstvie), a najmä slienité vápence a sliene tej istej stratigrafickej príslušnosti prináležiace ku krížňanskému príkrovu – veporiku (mraznícké a porubské súvrstvie) – zvyčajne zaraďujeme medzi regionálne izolátory. Tieto horniny síce takisto môžu podmieňovať plytší obeh podzemnej vody v zóne pripovrchového rozrušenia s puklinovým typom priepustnosti a charakteristickým obehom hydrogeologického masívu, no pre svoj celkový charakter priepustnosti a často aj veľkú hrúbku patria medzi izolátory.

V tomto schematickom členení môžeme na opačnú stranu škály priepustnosti („vododajnosti“) zaradiť kvôli veľmi vysokej hydraulickej vodivosti vápence a dolomity stredného triasu všetkých tektonických jednotiek zastúpených na študovanom území (šiprúnska sekvencia – tatrikum, krížňanský príkrov – veporikum, necpalský a šturecký príkrov – hronikum) a niektoré druhy strednojurských vápencov tatrika a veporika. V tatriku Veľkej Fatry sú týmito vysoko priepustnými zvodnencami strednotriasové gutensteinské vrstvy a ramsauské dolomity šiprúnskej sekvencie, vo veporiku gutensteinské vrstvy, ramsauské dolomity a podhradské vápence stredného triasu a hlavné dolomity vrchného triasu, v niektorých prípadoch oddelené lunzskými vrstvami. V hroniku patria k strednému triasu gutensteinské vápence a dolomity, ramsauské dolomity, gaderské vápence, reiflinské vápence a wettersteinské dolomity a vápence, ktoré lunzské vrstvy občas oddeľujú od vrchnotriasových hlavných dolomitov. Obeh podzemnej vody v nich sa viaže na krasovú a krasovo-puklinovú priepustnosť. Komplikácie geologickej stavby pohoria podmieňujú zložitú najmä krasovo-puklinového obehu podzemnej vody viazanej na vápence a dolomity stredného a vrchného triasu tatrika, ale najmä veporika – krížňanského príkrovu. Podzemná voda viazaná na karbonáty hronika nemá svoj obeh až do takej miery komplikovane tektonicky predurčený – prirodzené vývery podzemnej vody tu majú skôr erozívny a vrstvomý charakter, aj keď ani tu sa nedá hovoriť o jednoduchých spôsoboch cirkulácie podzemnej vody.

Vysokú hodnotu merného odtoku vo forme odvodnenia prameňmi zdokumentovali Malík a Kordík (1999) v horninách pestrých a rádioláriových vápencov strednej jury tatrika a veporika. Plošné rozšírenie týchto vrstiev je však veľmi malé (hrúbka od 10 do 50 m, s podstatne menšími odkrytými plochami), a teda tieto zvodnence majú nižší vodárenský potenciál. Dôležitá je však ich drenážna funkcia, ktorá sa môže prejaviť najmä pri stavbe podzemných inžinierskych diel – tunelov a galérií – kde by mohli podmieniť vážnejšie prievaly podzemnej vody počas ich budovania, ako aj ich stálu dotáciu väčšími prítokmi. Ako významný drenážny prvok pôsobia tieto horniny pod málo priepustnými, ale masívne zastúpenými horninami slienitých vápencov vrchnej jury až spodnej kriedy (hydrogeologického celku pestrých mezozoických sedimentov), pričom ich vlastné podložie tvoria ešte menej priepustné allgäuske vrstvy (fleckenmergel) a kopienecké, resp. trlenské súvrstvie spodnej jury oboch jednotiek.

V strednej časti tejto idealizovanej škály sa nachádzajú hydrogeologické masívy prevažne granitoidného kryštalinika západnej časti Veľkej Fatry s veľkým množstvom malých prameňov, ako aj kremence lúžňanského súvrstvia tatrika a v malej miere aj veporika. Patrí sem aj väčšina jurských sedimentov tatrika a veporika. Majú zvyčajne strednú až nízku priepustnosť a sú schopné vytvárať iba menej sústredené, ale často (v závislosti od klimatických podmienok) početné vývery podzemnej vody. Obeh podzemnej vody v týchto horninových typoch sa viaže na rozvetranú zónu, na pukliny pripovrchového rozvoľnenia horninových masívov a na sutinový prekryv. Vo výškovo exponovaných prihrebeňových oblastiach pohoria s hojnosťou zrážok však môžu tieto pramene sezónne dosahovať značnú výdatnosť s extrémnymi hodnotami, až do niekoľko desiatok  $l \cdot s^{-1}$ .

Zaujímavým hydrogeologickým, ale aj inžinierskogeologickým fenoménom Veľkej Fatry je súvrstvie karpatského keuperu. Horniny karpatského keuperu sa v minulosti obvykle zaraďovali k regionálnym izolátorom, t. j. k nepriepustným horninám. Pri hodnotení hydrogeologických pomerov východnej časti Veľkej Fatry zistili Malík a Kordík (1999) množstvo prirodzených výverov podzemnej vody, lokálne aj s pomerne sústredenou výdatnosťou vyššou ako  $1,0 l \cdot s^{-1}$ , viazaných na toto súvrstvie. Nadpriemerná miera sústredenia podzemnej vody, vyjadrená najmä merným odtokom vo forme prameňov, bola interpretovaná ako dôsledok rozsiahlych svahových porúch – megazosuvov, ktoré spôsobujú značné rozrušenie keuperských hornín s vlastným režimom obehu podzemnej vody. Aj výsledky získané v rámci nášho hydrogeologického výskumu v západnej časti Veľkej Fatry potvrdzujú uvedené zistenia z východnej časti pohoria.

V okrajovej časti Turčianskej kotliny, priľahlej k hodnotenému územiu západnej časti Veľkej Fatry, možno rozlíšiť borovské, hutianske a zuberecké súvrstvie – členy hydrogeologického celku paleogénnych sedimentov. Turčianska kotlina reprezentuje depresiu – graben, sprevádzaný na okraji sústavou poklesov (normálnych zlomov) stúpajúcich do stredu panvy. Transgresívne, diskordantne uložené súvrstvia paleogénu tu potom lemujú západný a severný okraj Veľkej Fatry v území severne od Mošoviec cez Žabokreky až po Sučany a Krpeľany na severe. Hutianske súvrstvie a zuberecké súvrstvie sú uložené horizontálne až subhorizontálne. Zväčša k nim priraďujeme puklinový typ priepustnosti a spájame ich s obehom podzemnej vody charakteristickým pre hydrogeologický masív. Borovské súvrstvie – bazálne zlepence, brekcie a pieskovce vnútrokarpatského paleogénu – je často charakterizované prítomnosťou karbonatickej zložky vo svojej litologickej výplni. To podmieňuje aj charakter priepustnosti (pukliny rozšírené krasovou koróziou až puklinovo-krasová priepustnosť) a pri vhodných úložných podmienkach aj hydraulický súvis s triasovými karbonátovými zvodnencami v prípade ich vzájomného kontaktu.

Hydrogeologický celok neogénnych sedimentov možno charakterizovať obehom podzemnej vody vo zvodnencoch s medzizrnovým typom priepustnosti, s trendom vytvárania napätých zvodní. Prevažne klastické sedimenty blažovského súvrstvia (dák až roman), pod nimi skôr pelitické uloženiny martinského súvrstvia (sarmat až panón) s prevažne karbonatickými klastami budišského súvrstvia (báden) a rakšianskeho súvrstvia (egenburg až spodný báden) v podloží pri zohľadnení častejšieho striedania klastickejších kolektorov a pelitickejších izolátorov v detailnejšej mierke predstavujú hydrogeologické prostredie vhodné na existenciu série viacerých, navzájom izolovaných napätých zvodní. Napomáha tomu aj susedstvo masy triasových karbonatických zvodnencov najmä pri južnom okraji pohoria ako konštantnej napájajúcej okrajovej podmienky. Vystupujú však len na okrajoch hodnoteného územia na plošnom rozsahu niekoľko málo  $km^2$ . Ich detailnejším opisom sa zaoberá práca Michalka et al. (2005).

Neogénne vulkanické a vulkanicko-sedimentárne horniny turčeckej formácie (mladší báden – starší sarmat) a flochovskej formácie (sarmat) na jz. okraji Veľkej Fatry smerom na J od Čremošného reprezentujú vulkanické brekcie, tufitické pieskovce, ílovce, tufity a andezitové lávové prúdy. Zasahujú sem od Kremnických vrchov, odkiaľ pravdepodobne vypĺňajú staré „paleoúdolie“ vjv.-zsz. smeru (Lexa et al., 1982, in Polák et al., 1997) v šírke zhruba do 1 km a hrúbke asi 100 až 300 m, pričom vytvárajú morfológicky výrazný chrbát kóty 757 Hriadky. Tieto horniny zaraďujeme do hydrogeologického celku neogénnych vulkanitov. Tento celok môžeme charakterizovať častým striedaním priepustnejších a menej priepustných zvodnencov, uložených subhorizontálne aj s väčšími sklonmi. To spôsobuje nerovnomerné podmienky na obeh podzemnej vody a miestami podmieňuje aj existenciu napätých hladín. Hlavným kolektorom lávových prúdov andezitov je zóna zvetrávania a pripovrchového rozvoľnenia skalných

hornín, siahajúca do hĺbky zhruba 30 až 50 m. Okrem toho majú v andezitových telesách veľkú hydraulickú dôležitosť aj pukliny prvotnej odlučnosti. Andezity teda charakterizuje puklinový typ priepustnosti. Vulkanicko-sedimentárnym horninám neogénu (vulkanickým brekciám, tufitickým pieskovcom, ílovcom, tufitom) potom pripisujeme medzizrnovo-puklinový typ priepustnosti. Veľkosť priepustnosti tu závisí od pomeru zastúpenia jemnejšej ílovej frakcie v hornine – prítomnosti ílových polôh. Vzhľadom na časté striedanie polôh efuzív a vulkanoklastík sa prepájajú jednotlivé polohy za vzniku zmiešaného obehu podzemnej vody v komplexne prepojených zvodnencoch s puklinovým a medzizrnovým typom priepustnosti. Horniny hydrogeologického celku neogénnych vulkanitov však vystupujú len na relatívne malom území (~2,5 km<sup>2</sup>). Naše pozorovania na takom malom území nestačia na dôsledný opis všetkých hydraulických dejov, charakteristických pre obeh v horninovom prostredí neogénnych vulkanitov.

Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov, charakterizovaný medzizrnovou priepustnosťou a malou hrúbkou najmä deluviálnych a aluviálnych sedimentov, sa v študovanom území západnej časti Veľkej Fatry výraznejšie neprejavuje. Často plní len sprostredkujúcu úlohu pri komunikácii podzemnej vody iných hydrogeologických celkov s povrchovou vodou. Na severnom okraji hrá dominujúcu úlohu aluviálna niva rieky Váh, relatívne rozsiahle sú aj náplavy Ľubochnianky na východnom okraji hodnoteného územia. Náplavy týchto tokov, ako aj menších vodných recipientov v západnej časti Veľkej Fatry môžeme charakterizovať obehom podzemnej vody s voľnou alebo len mierne napätou hladinou v prostredí s medzizrnovým typom priepustnosti. Deluviálne sedimenty, ktorých je v hodnotenom území väčšina, zastávajú sprostredkujúcu úlohu pri hydraulickej komunikácii od povrchu terénu do podložných hydrogeologických celkov v území.

### Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov

Aluviálne, deluviálne a proluviálne uloženiny hydrogeologického celku kvartérnych sedimentov charakterizuje medzizrnová priepustnosť, zväčša malá hrúbka, rôzny obsah ílovej prímеси a heterogenita. Horniny tohto hydrogeologického celku na skúmanom území zaberajú spolu plochu 50,4 km<sup>2</sup>, čo predstavuje 12,9 % plochy hodnoteného územia. V území západnej časti Veľkej Fatry sa však takmer polovica plošného zastúpenia kvartérnych sedimentov (hlinito-kamenité deluviálne sedimenty vystupujúce na ploche 24,7 km<sup>2</sup>) hydrogeologicky výraznejšie neprejavuje. Často plní len sprostredkujúcu úlohu pri komunikácii podzemnej vody iných hydrogeologických celkov s povrchovou vodou. Iná je však hydrogeologická funkcia riečnych alúvií – na severnej hranici pohoria nachádzame aluviálnu nivu rieky Váh, tvorenú ~10,0 m hrubými polohami vysoko priepustných štrkov. Štrkovité sedimenty menších ľavých prítokov Váhu a pravých prítokov Turca však majú menšiu hrúbku (~3,0 m) a aj šírka alúvií silne kolíše v závislosti od neotektonicky podmienených geomorfologických pomerov. Fluviálne náplavy holocénu nachádzame v hodnotenom území na ploche 22,14 km<sup>2</sup>, čo reprezentuje 5,7 % z jeho celkovej plochy a 44 % plochy kvartérnych sedimentov. Relatívne rozsiahlejšie sú náplavy Ľubochnianky (ľavý prítok Váhu na východnom okraji hodnoteného územia), alúviá Žarnovky (Teplíce), Blatnického potoka, Necpalského potoka, Podhradského potoka, Kľackého potoka (Kantorská dolina), Sklabinského potoka, Jasenského potoka, Belianskeho potoka a Gaderského/Blatnického potoka vo väčšine jeho dĺžky, ako aj náplavy v oblasti väčších tokov v okolí Rakše. Fluviálne sedimenty týchto tokov, ako aj menších vodných recipientov v západnej časti Veľkej Fatry môžeme charakterizovať obehom podzemnej vody s voľnou alebo len mierne napätou hladinou v prostredí s medzizrnovým typom priepustnosti.

Najväčšiu plochu spomedzi kvartérnych uloženín na území západnej časti Veľkej Fatry zaberajú **fluviálne náplavy holocénu (fQ)** – štrky a piesky s pokryvom piesčitých hĺn poriečnych nív na ploche 22,14 km<sup>2</sup>, 44 % z celkovej plochy kvartérnych sedimentov). Ich priepustnosť a prietoknosť už bola podrobne skúmaná v prechádzajúcej podkapitole 5.1. Z hľadiska obehu podzemnej vody je dôležité, že fluviálne náplavy holocénu väčšiny menších vodných tokov sú v priamej hydraulickej spojitosti s povrchovými tokmi, ako aj s horninami predkvartérneho podložia – najmä v prípade karbonátových komplexov. Povrchové toky vo väčšine prítokov – menších vodných tokov v sklonitom reliéfe – predstavujú drenážne prvky, postupne (na niektorých miestach aj sústredene) zbierajúce podzemnú vodu. Fluviálne náplavy holocénu tu teda zväčša prijímajú podzemnú vodu predkvartérneho podložia a odovzdávajú ju

do povrchového toku. Iba v prípade väčších vodných tokov (Váh) sa holocénne aluviálne náplavy systematickejšie napájajú povrchovou vodou. Kamenická (1999) konštatuje, že v oblasti východne od Ľubochne hladina podzemnej vody v náplavoch Váhu je v hydraulikkej spojitosti s hladinou vody v rieke, a preto Váh svojimi zvýšenými alebo zníženými stavmi reguluje aj stavy hladiny podzemnej vody vo fluviaálnych sedimentoch. Generálny smer toku podzemnej vody je paralelný s povrchovým tokom. Fluviaálne náplavy Váhu v oblasti Ľubochňa – Kľačany – Krpeľany – Nolčovo sú uložené v relatívne úzkej poriečnej nive dosahujúcej šírku 100 až 400 m, ktorá miestami (západne od Kľačian) skoro úplne chýba. Hrúbka holocénnych štrkov a pieskov kolíše od 6,0 do 16,0 m, priemerne má 10,5 m. Priemerná hrúbka kvartérnej zvodne je 6,4 m pri rozsahu 2,0 – 9,6 m. Rozkvy hladín podzemnej vody v oblasti Kľačian uvádzali Matejček et al. (1988) na základe údajov z inžinierskogeologických vrtov vyhlbených v rámci rozsiahlej štúdie inžinierskogeologických pomerov lokality v rozsahu 0,6 – 1,2 m, maximálne 2,5 m. Pri štúdiu dostupných podkladov z hydrogeologických vrtov zisťujeme, že statická hladina podzemnej vody vážskeho alúvia sa pohybuje v hĺbke od 2,0 do 6,4 m pod terénom (priemerne 4,0 m p. t.), zistené úrovne narazenej hladiny sa pohybovali od 2,0 do 4,3 m pod terénom (priemerne 3,6 m p. t.). Podzemná voda tu má teda mierne napätú úroveň hladiny, čo je podmienené prúdením podzemnej vody v polohách s rôznou priepustnosťou spôsobujúcim rôznu úroveň piezometrickej výšky podľa odporových strát počas prúdenia. (Heterogenita priepustnosti, resp. rozdelenie ciest rýchlejšieho a pomalšieho prúdenia podzemnej vody spôsobuje mierne rozdiely v piezometrickej výške a tým miernu napätosť zvodnencov). Priemerný rozdiel narazených a statických hladín je v oblasti Ľubochňa – Kľačany – Krpeľany – Nolčovo okolo 0,4 m.

V prípade alúvií menších horských tokov – najmä Žarnovky (Teplice), Blatnického potoka, Necpalského potoka, Podhradského potoka, Kľačského potoka v Kantorskej doline, Sklabinského potoka, Jasenského potoka, Belianskeho potoka, Gaderského/Blatnického a náplavov v oblasti väčších tokov v okolí Rakše – je hrúbka kvartérnych zvodnencov menšia. Vrtmi sa overovala len na niekoľkých miestach (v alúviách Žarnovky/Teplice pri Čremošnom, Blatnického potoka pri Blatnici a Necpalského potoka v strednej časti Necpalskej doliny). Hrúbka kvartérnej zvodne tu bola priemerne 3,2 m (zisťil sa rozsah od 1,8 do 6,2 m) a báza štrkov („pevné podložie“) sa tu nachádzala v hĺbke od 4,0 do 7,2 m (v priemernej hĺbke 4,9 m). Treba podotknúť, že napríklad v takmer 20 km dlhom alúviu Ľubochnianky sa dosiaľ nerealizoval ani jeden hydrogeologický vrt! Malá hrúbka kvartérnych aluviálnych uloženín v pohorí zodpovedá ich pozícii na zdvíhanom bloku megaantiklinály Veľkej Fatry. Aj v menších alúviách sa počas výtania často zistí mierne napätá úroveň hladiny podzemnej vody s priemerným rozdielom narazených a statických hladín 0,3 m. Príčina je analogická ako v prípade nivy Váhu. Smer prúdenia podzemnej vody býva konformný so smerom sklonu dolín vyplnených fluviaálnymi kvartérnymi sedimentmi holocénu. Podzemnú vodu fluviaálnych náplavov holocénu tvorí infiltrácia zo zrážok, ale v oveľa väčšej miere vstup podzemnej vody z podložných a susedných hydrogeologických celkov alebo prestup povrchovej vody do kvartérnych sedimentov. Vo Veľkej Fatre prevláda skôr ich drenážna funkcia vo vzťahu k okoliu, t. j. holocénne aluviálne náplavy sprostredkujú vodovému smerom od svojho podložia/susediacich hornín do povrchového toku.

Režim podzemnej vody fluviaálnych kvartérnych sedimentov sa v rámci skúmaného územia západnej časti Veľkej Fatry a jeho bezprostredného okolia dlhodobejšie pozoroval iba v aluviálnej nive Váhu. Platí to o okolí Kľačian, kde bola podzemná voda v alúviu Váhu predmetom pozorovaní IGHP Žilina (Šalaga, 1967) od novembra 1965 do októbra 1966 na 24 pozorovacích objektoch pozorovaných 3x týždenne. Dôvodom bola zmena režimu podzemnej vody po vybudovaní vodného diela v Krpeľanoch, čo spôsobovalo v niektorých obdobiach podmáčanie pivníc obytných domov v Kľačianoch najmä v dolnej časti obce a do vzdialenosti 100 m od toku. Potvrďilo sa, že podzemná voda sa tu dopĺňa infiltráciou z Váhu v úseku medzi jeho sútokom s Oravou po miesto, kde sa stáča z v.-z. smeru. Podzemná voda prúdi rovnobežne s riekou pri všetkých stavoch. V období ľadochodu medzi 7. a 17. januárom 1966 bolo koryto Váhu vyplnené ľadovými kryhami a úroveň vody v rieke sa zvýšila až o 3,0 m, aj keď prietok bol malý ( $80 - 120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). V tom čase bola zvýšená hladina podzemnej vody v alúviu o 2,0 – 3,0 m a prenikla do pivníc obytných bytov. Naopak, počas najvyššieho prietoku  $420 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  v auguste 1966 sa hladina podzemnej vody zvýšila len o 0,60 – 1,00 m (Lenártová, 1967).

Slovenský hydrometeorologický ústav pozoroval režim hladín podzemnej vody v aluviálnych sedimentoch Váhu na 5 pozorovacích objektoch v oblasti Turian (443, 444, 445, 447 a 2 447), údaje sme mali k dispozícii iba z troch pozorovaných sond (tab. 5.21).

Tab. 5.21. Niektoré charakteristiky výsledkov pozorovaní úrovni hladín podzemnej vody v sondách SHMÚ situovaných v kvartérnych aluviálnych sedimentoch vážskej nivy v blízkosti západnej časti Veľkej Fatry. Zdroj informácií: Zakovič et al., 1976; Ročenka SHMÚ, 2004.

Katal. číslo SHMÚ	Názov stanice	Obdobia pozorovania	Hĺbka sondy [m]	Nadmor. výška terénu [m]	Min. úroveň hladiny podz. vody [m p. t.]	Priem. úroveň hladiny podz. vody [m p. t.]	Max. úroveň hladiny podz. vody [m p. t.]	Rozkyv hladiny podz. vody [m p. t.]
443	Turany – strážny dom	1961 – 1993	10,95	405,83	4,06	3,45	2,25	1,81
444	Turany – žel. stanica	1961 – 2001 2002 – 2004	10,55	403,22	5,76	4,69	2,40	3,36
445	Turany – obec	1961 – 2001 2002 – 2004	10,68	401,66	3,69	2,42	1,08	2,61
447	Turany	1961 – 1970	9,93	398,06	–	–	–	–
2 447	Turany	1972 – 1993	9,62	398,17	–	–	–	–

Ako vyplýva z tabuľky 5.21, priemerná úroveň hladiny podzemnej vody v holocénnych fluviálnych sedimentoch nivy Váhu v oblasti Turian sa pohybuje od 2,4 do 4,7 m. Rozkyv hladín podzemnej vody, pozorovaný počas 4 dekád konca 20. storočia (od r. 1960), bol pomerne veľký. Najmenší (medzi absolútnym minimom a maximom) sa zistil v sonde 443. Najväčší rozkyv (336 cm) bol pozorovaný na sonde 444 Turany-železničná stanica. Nástup hladín sleduje vždy obdobie jarného topenia snehu, resp. zvýšený prietok a hladiny Váhu v tomto období, pričom hladiny postupne poklesávajú až do zimného obdobia.

V prípade hodnotenia obehu podzemnej vody v kvartérnej nive Váhu treba upozorniť aj na prieniky minerálnej vody z podlažia do náplavov v oblasti Stankovany – Rojkov – Kral'ovany, a to pravdepodobne vo významnejšom množstve. Už Gazda (in Vaškovská a Vaškovský, 1965), ktorý podľa správy realizoval odbery vody a veľmi pravdepodobne aj ich vyhodnotenie, si všimol, že aj povrchová voda Váhu v oblasti Stankovian obsahuje agresívny voľný CO<sub>2</sub> (ako aj podzemná voda vážskeho alúvia v oblasti Stankovian). Dával to do súvisu s výstupmi minerálnej vody v oblasti Rojkov – Stankovany, resp. so zlomom obmedzujúcim južný okraj Malej Fatry, pozdĺž ktorého môže vystupovať CO<sub>2</sub>. Podobné zistenia naznačuje aj inžinierskogeologická štúdia Matejčeka et al. (1988).

**Terasové riečne sedimenty (fQp)** – fluviálne sedimenty pleistocénu (štrky, piesčité štrky a piesky) – sú na hodnotenom území rozšírené len málo. S plochou 2,37 km<sup>2</sup> zaberajú len zhruba 4,7 % plošného rozšírenia kvartérnych sedimentov. Pleistocénne riečne terasy sú v oblasti bezprostredného okolia Váhu v západnej časti Veľkej Fatry vyvinuté iba medzi Rojkovom a Kral'ovanmi (sedimentovali ako fluviálne náplavy Váhu v období staršej časti stredného pleistocénu, v alpskej klasifikácii známeho ako mindel). Vyskytujú sa aj nad obcou Nolčovo (vytvorili sa v strednom pleistocéne – v obdobiach mindel a riss). Na pravej strane Váhu tvoria výraznú akumuláciu medzi Krpeľanmi a Ratkovom (tie patria stratigraficky do obdobia rissu – mladšej časti stredného pleistocénu). Najväčšie terasové akumulácie však nachádzame v oblasti styku pohoria s Turčianskou kotlinou – medzi obcami Necpaly a Belá-Dulice (prevažne würm, ale aj riss), v okolí Blatnice (prevažne mladší pleistocén – würm), východne od Mošoviec (mladšia časť stredného pleistocénu – riss), ako aj v oblasti Rakša – Háj – Turčianske Teplice (rozpätie riss – würm). Zaujímavé sú výskyt terás v povodí Žarnovky/Teplice, kde vystupujú takmer výlučne na jej ľavobrežnom svahu. Tie patria zväčša do staršej časti stredného pleistocénu (mindel), iba v hornej časti povodia nachádzame terasy mladšej časti stredného pleistocénu (riss) a mladšieho pleistocénu (würm).

Vzhľadom na súčasnú morfológickú pozíciu sa podzemná voda viaže na štrky a piesky riečnych terás napájané infiltráciou zo zrážok, v ojedinelých prípadoch skrytými prestupmi z predkvartérneho podlažia. Hladiny podzemnej vody sú preto hlbšie pod terénom a majú oveľa variabilnejší časový rozkyv, než je to v prípade fluviálnych náplavov holocénu. Z územia západnej časti Veľkej Fatry sme

však nemali k dispozícii údaje z režimovo pozorovaných vrtov základnej siete SHMÚ, ktoré by boli svojimi otvorenými úsekmi situované v terasových riečnych sedimentoch, a tak môžeme spôsob obehu podzemnej vody a jej režim charakterizovať iba na základe analógie s inými územiaми.

Terasový systém Váhu často presekávajú proluviálne náplavové kužele vychádzajúce z dolín. **Proluviálne sedimenty (pQ)**, najmä hlinito-piesčité štrky a hlinito-kamenité deluviálne sedimenty pleistocénu a holocénu, sú rozšírené na ploche 0,86 km<sup>2</sup>, čo predstavuje iba okolo 1,7 % celkovej plošnej rozlohy kvartérnych sedimentov. Najväčšia akumulácia proluviálnych sedimentov holocénu a pleistocénu sa nachádza bezprostredne v obci Háj, ako aj v okolí Lubochna a Rojkova. Obeh podzemnej vody je tu do veľkej miery limitovaný ich litologickým zložením – vyskytujú sa tu privilegované cesty prúdenia podzemnej vody aj zóny s pomalým obehom. Vyplýva to zo značnej zahľinenosti sedimentov, zväčša nízkej pórovej priepustnosti, ich malej rozlohy a dopĺňania podzemnej vody prevažne iba z infiltrácie atmosférickej vody. V blízkosti povrchových tokov však môže prebiehať aj intenzívna hydraulická komunikácia s touto vodou.

**Hlinito-kamenité deluviálne sedimenty – dQ** – zaberajú síce až 49 % (24,7 km<sup>2</sup>) z celkovej plochy kvartéru na území Veľkej Fatry, ich význam pri obehú podzemnej vody však spočíva iba v sprostredkujúcej funkcii medzi podložnými horninami a povrchovou vodou. Ich prostredníctvom vystupuje na povrch podzemná voda vo forme sutinovo-vrstvových alebo sutinovo-puklinových prameňov. Pri hodnotení obehu podzemnej vody v hlinito-kamenitých deluviálnych sedimentoch musíme brať vždy na zreteľ hydrogeologickú funkciu podložných hornín, ktoré sú prekryté deluviálnymi sedimentmi. Hodnotenie samostatného režimu a obehu podzemnej vody v delúviách je bezpredmetné.

**Travertíny a penovce** (pleistocénne aj holocénne; **tQ**) sú rozšírené iba na 0,1 % plochy kvartérnych sedimentov v hodnotenej časti pohoria (0,06 km<sup>2</sup>). Tieto chemogénne sedimenty sa priamo viažu na výstupové cesty podzemnej vody, či už súčasné alebo fosílné. V západnej časti Veľkej Fatry však v porovnaní s východnou časťou pohoria vystupujú v oveľa menšej miere. Tvoria polohy v oblasti severne od Hornej Štubne, v Necpalskej doline asi 1 km východne od obce Necpaly, v oblasti výverov minerálnej vody v Rojkove a prekvapivo aj dve polohy v blízkosti kóty 786 Ostré v Nolčovskej doline v oblasti budovanej jurskými a kriedovými horninami. Vyznačujú sa krasovým charakterom priepustnosti, ktorý predurčuje existenciu rýchleho prúdenia vody v rámci väčších akumulácií týchto sedimentov. V niektorých prípadoch bola v západnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999) pozorovaná intenzívna komunikácia podzemnej vody s povrchovým tokom ako drenáž povrchovej vody v oblasti pod vyvieracou Jergaly v oblasti Donovál, priame ponáranie povrchového toku v oblasti jazierskych travertínov južne od Ružomberka či existencia sprostredkovaných výverov podzemnej vody v oblasti prameňov Bukovina medzi Bielym Potokom a dolinou Nižné Matejkovo južne od Ružomberka. Malá infiltračná oblasť travertínov a penovcov však nepodmieňuje tvorbu, resp. sústreďovanie podzemnej vody z miestnych zrážok. Podzemná voda vystupujúca v holocénnych akumuláciách travertínov a penovcov sa zväčša napája prestupmi podzemnej vody zo svojho podložia (alebo z povrchových tokov). Vo východnej časti Veľkej Fatry sa nachádzajú aj pleistocénne travertínové kopy neprepojené s mladšími holocénnymi travertínmi alebo aktívnymi vývermi podzemnej vody. Tie sú potom zväčša hydraulicky pasívne, bez významnejšieho obehu podzemnej vody. Pri ich napájaní len zo zrážok je obiehajúce množstvo podzemnej vody limitované ich malou plošnou rozlohou – príkladom je travertínové bralo Vlčia skala južne od obce Vlkolínec (Malík a Kordík, 1999).

Kvartérne **antropogénne sedimenty** (skládky, navážky; **aQ**) nachádzame predovšetkým v oblasti Krpelian, kde sa vytvorili ako depónie odbagrovaného materiálu sedimentovaného v Krpelianskej priehradnej nádrži v troch väčších akumuláciách v priestore pod jej priehradným múrom. Väčšia skládka sa v hodnotenom území nachádza len severne od Hornej Štubne. Ďalšie polohy kvartérnych antropogénnych sedimentov neboli na mape tejto mierky kartograficky odlíšené. Sumárna plocha skládok a navážok zobrazených na mape je potom len 0,061 km<sup>2</sup> (0,1 % plochy kvartérnych sedimentov). Podzemná voda sa v týchto materiáloch vytvára predovšetkým infiltráciou zo zrážok a pohybuje sa v prostredí s medzizrnovou priepustnosťou s veľmi veľkou filtračnou heterogenitou v závislosti od spôsobu ukladania materiálu. Odvodňovanie vo väčšine prípadov prebieha prestupom do priepustného podložia (najmä v prípade jej pozície na ďalších kvartérnych sedimentoch). Iba ojedinele sú jej výstupy priamo viditeľné na povrchu – v prípade, že je navážený materiál umiestnený na podloží s oveľa nižšou



priepustnosťou. Takýto spôsob obehu podzemnej vody v antropogénnych sedimentoch môže zároveň viesť k dlhodobo nepozorovanej skrytej kontaminácii podzemnej vody skládkovými výluhmi do podzemnej vody v bezprostrednom podloží.

Slatiny a slatinné hliny – **kvartérne organogénne sedimenty (oQ)** – sa vyskytujú v oblastiach plošných výverov podzemnej vody, ako aj v depresných častiach aluviálnych nív. Na území západnej časti Veľkej Fatry ide zväčša o plytké slatiniská tvorené rašelinou s nedostatočne rozloženou organickou hmotou. Na hodnotenom území boli kartograficky rozlíšené ich výskyty len na troch miestach na celkovej ploche 0,247 km<sup>2</sup> (0,5 % plochy kvartérnych sedimentov). Ide o ochraňovaný biotop v oblasti výverov minerálnej vody pri Rojkove a 2 oblasti na úpätí západných svahov Veľkej Fatry medzi Blatnicou a Mošovcami. Spomenúť treba aj výskyty lúčnych rašielín s prevahou spoločenstva ostríc, krovín, tráv a rašelinníka v oblasti Hája, a najmä Rakše (chránené územie), ktoré však vzhľadom na svoj malý rozsah nie sú na mape rozlíšené. Rojkovské rašelinisko je síce unikátne striedaním vrchoviskovej a slatinnej rašeliny a vegetácie, no z hľadiska akumulácie množstva podzemnej vody nehrá podstatnejšiu úlohu. Pre nízku priepustnosť týchto sedimentov sa stály príkon malého množstva podzemnej vody minerálnych prameňov v ďalších smeroch neodvodňuje. Hladina podzemnej vody sa nachádza bezprostredne pri povrchu terénu, a tak má podzemná voda stály kontakt s atmosférou a jej časť sa preto aj v lete intenzívne odparuje. Väčší pohyb/prúdenie podzemnej vody vo vlastnom telese organogénnych sedimentov tvorených akumuláciami slatinných hĺn však nenastáva. V prípade rojkovského rašeliniska sa výstup minerálnej vody viaže na diskkrétne, hlboko založené strmé tektonické línie. O ich zachytenie na pravom brehu Váhu, kde v oblasti oproti Rojkovu vystupuje ďalších 13 zdrojov minerálnej vody, sa vrtnými prácami márne pokúšal O. Franko (Franko et al., 1979). Že v danej oblasti pravdepodobne existujú ďalšie početné výstupy a prieniky podzemnej vody hlbšieho obehu z podložia do náplavov Váhu v oblasti Stankovany – Rojkov – Kral'ovany, a to pravdepodobne vo významnom množstve, poukázal už S. Gazda (in Vaškovská a Vaškovský, 1965), ktorý tu podľa správy realizoval odbery vody a veľmi pravdepodobne podal aj ich vyhodnotenie. Tento autor si všimol, že dokonca aj povrchová voda Váhu v oblasti Stankovian (tak ako aj podzemná voda vážskeho alúvia v tejto oblasti) obsahuje agresívny voľný CO<sub>2</sub>. Dával to do súvisu s výstupmi minerálnej vody v oblasti Rojkov – Stankovany, resp. so zlomom obmedzujúcim južný okraj Malej Fatry, pozdĺž ktorého môže vystupovať CO<sub>2</sub>. Podobné zistenia naznačuje aj inžiniersko-geologická štúdia Matejčka et al. (1988).

### Hydrogeologický celok neogénnych sedimentov

Na západnom okraji Veľkej Fatry sa stýkajú prevažne mezozoické horniny s neogénou sedimentárnou výplňou Turčianskej kotliny. V prípade neogénnych sedimentov ide o horninové prostredie s medzizrnovým typom priepustnosti, s trendom vytvárania napätých zvodní. Neogénna výplň Turčianskej kotliny reprezentujú (pri pohľade zhora nadol) pliocénne, prevažne klastické sedimenty blažovského súvrstvia (dák až roman), pod nimi sa nachádzajú skôr pelitické uloženiny martinského súvrstvia (sarmat až panón). V ich podloží nachádzame prevažne karbonatické klasty bádenského budišského súvrstvia a rakšianskeho súvrstvia so stratigrafickým zaradením egenburg až spodný bádén. Sumárna plocha odkrytých sedimentov neogénu na hodnotenom území je iba 1,4 km<sup>2</sup> (0,4 % celej hodnotenej plochy), pretože sú tieto polohy zväčša prekryté mohutnými uloženinami pleistocénu a holocénu. Častejším striedaním klastickejších kolektorov a pelitickejších izolátorov v detailnejšej mierke predstavujú neogénne sedimenty hydrogeologické prostredie vhodné na existenciu série viacerých, navzájom izolovaných napätých zvodní. Ich dôležitým napájacím zdrojom – v zjednodušenom ponímaní Neumannovou okrajovou podmienkou II. druhu – sú predovšetkým susediace hydrogeologické celky triasových karbonátov mezozoika. Tie vystupujú najmä pri juhozápadnom okraji pohoria, približne v línii Necpaly – Mošovce – Blatnica – Turčianske Teplice, teda výskyt odkryvov neogénnych sedimentov v západnom susedstve Veľkej Fatry koinciduje s výskytom odkrytých más dolomitov a vápencov (predovšetkým hronika) v ich susedstve.

Za najvýznamnejšie komplexy hornín neogénu, v ktorých sa realizuje obeh podzemnej vody, považujú Michalko et al. (2005) martinské a diviacke vrstvy. Diviacke vrstvy, asi 50 m hrubé súvrstvie tvorené montmorillonitovými ílmi a obliakmi andezitov s ojedinelými polohami štrkov, diskordantne uložené na martinských vrstvách, sa na hodnotenom území nenachádzajú. Martinské vrstvy veku sarmat

až panón sú zložené z priepustných polôh ílov, štrkov, pieskov, pieskocov a zlepcov (zloženie závisí od znosovej oblasti) a málo priepustných polôh ílov, ktorých vzájomná superpozícia podmieňuje možnosť existencie podzemnej vody s napätou hladinou a umožňuje jej potenciálne dopĺňanie podzemnou vodou z okolitých pohorí. V oblasti Hája a Mošoviec sa totiž predpokladali prestupy podzemnej vody z Veľkej Fatry (vo veľkom množstve, až niekoľko stoviek  $l \cdot s^{-1}$ ; Šalagová et al., 1992). Mala by prestupovať jednak do kvartérnych sedimentov, jednak do neogénnych zvodnencov pri jej hlbšom obeh, z ktorého miestami vystupuje po zlomoch (minerálna voda v Mošovciach). V dôsledku prítomnosti významnej polohy ílov sa však podzemná voda môže akumulovať iba v štrkoch martinských vrstiev a pravdepodobne neprestupuje ďalej do kotliny (Michalko et al., 2005). V oblasti Blatnice a Folkušovej na styku s karbonátmi hronika vystupujú vápnité íly, ktoré taktiež blokujú prestupy podzemnej vody do sedimentov neogénu. V oblasti medzi Blatnicou a Ďanovou pozorovali Michalko et al. (2005) väčšiu výdatnosť prameňov v suchom roku 2003 ako v normálnom roku 2004. Podobný jav zistili aj v oblasti potoka Mútnik pri Hornej Štubni, kde na základe prítomnosti travertínov a chemického zloženia podzemnej vody Bujalka et al. (1973) predpokladali výstup vody z triasových karbonátových zvodnencov pozdĺž veľkofatranskej tektonickej línie. Michalko et al. (2005) pozorovali, že rozsah tohto zamokrenia sa pomerne často mení. Môže to svedčiť o pomerne rýchlej výmene podzemnej vody, skôr z prostredia neovulkanitov. Vyššia výdatnosť prameňov a veľké rozšírenie zamokrenia sa pozorovali v lete suchého roku 2003, v nasledujúcom roku sa rozsah zamokrenia podstatne znížil a výdatnosť prameňov klesla. Ide však len o jednorazové pozorovanie (Michalko et al., 2005).

Smerom hlbšie do centra Turčianskej kotliny bol v oblasti medzi Dubovým a Diviakmi v hĺbke okolo 250 m zdokumentovaný artézsky zvodnenec (výdatnosť vrtov  $0,25 - 0,45 l \cdot s^{-1}$ ). Smerom na juh je takýchto zvodnencov s napätými hladinami viacej, ale s menšou výdatnosťou. Na juhozápade Turčianskej kotliny existuje hydraulická spojitost' hydrogeologického celku neogénnych sedimentov s kvartérnymi sedimentmi, ktoré sú dotované podzemnou vodou prestupujúcou z pohoria Žiar (Michalko et al., 2005).

Pliocénne (dák až roman) piesčité štrky s polohami a šošovkami pieskocov a piesčitých ílov, ojedinele aj s polohami vápnitých ílov a miestami aj vulkanitov *blažovského súvrstvia* ( $N^{bl}$ ) podľa Gašparika et al. (1995) dosahujú hrúbku 100 až 150 m. Predstavujú relatívne vhodnejšie prostredie na intenzívnejší obeh podzemnej vody. Blažovské súvrstvie však na zobrazenom území vystupuje len na ploche  $0,31 km^2$  (22 % plochy odkrytých neogénnych sedimentov).

Podľa Gašparika et al. (1995) limnické sedimenty sarmatu až panónu *martinského súvrstvia* ( $N^m$ ) dosahujú v centre Turčianskej kotliny spolu s podložným budišským súvrstvom hrúbku 700 až 1 200 m. Medzi obcami Necpaly a Folkušová, ale aj medzi Mošovcami a Blatnicou (v okolí osady Mazan) však vystupujú íly a prachy s polohami lignitu alebo vápnité íly blokujúce prestupy podzemnej vody do sedimentov neogénu (Šalagová et al., 1992). Ich plošné rozšírenie je malé ( $0,408 km^2$ , 29 % plochy sedimentov neogénu), no v priebehu základnej hydrogeologickej dokumentácie územia sa tu zaznamenal výstup podzemnej vody až v 16 prameňoch, ktorých parametre sú opísané v kapitole 5.1, resp. v dokumentácii prameňov.

Bádenské karbonátové zlepenca a štrky *budišského súvrstvia* ( $N^{bu}$ ) vystupujú na minimálnej ploche ( $0,043 km^2$ ; len 3 % plochy odkrytého sedimentárneho neogénu) v oblasti južne od Blatnice, kde vychádzajú spod martinských vrstiev. Toto súvrstvie obsahuje okrem zlepcov a štrkov aj polohy pieskocov, pieskov, ílovcov, ílov a tufitov ako vulkanicko-limnický vývoj stredného až mladšieho bádenu Turčianskej kotliny (Polák et al., 1997). Jeho celková hrúbka nepresahuje 200 m.

Stratigraficky najstarší člen hydrogeologického celku neogénnych sedimentov na kontakte so západnou časťou pohoria Veľká Fatra – *rakšianske súvrstvie* ( $N^r$ ) je zároveň na hodnotenom území najrozšírenejšie ( $0,634 km^2$ , 45 % odkrytej plochy hodnoteného hydrogeologického celku). Vystupuje v jv. časti Turčianskej kotliny medzi Mošovcami a Turčianskymi Teplicami. Menší výskyt uvádza Rakús (1977, in Polák et al., 1997) aj z pravého brehu Žarnovice/Teplice východne od Čremošného. Štrkovo-zlepcové sedimenty egenburgu predstavujú bazálnu transgresívnu litofáciu spodnomiocénneho morského sedimentačného cyklu (Gašparik et al., 1995) s hrúbkou 200 až 400 m. Toto kolektorové súvrstvie s medzizrnovou priepustnosťou tvoria drobnozrnné karbonátové zlepenca s polohami piesčitých vápencov. Medzi Rakšou a Mošovcami bolo z rakšianskeho súvrstvia zdokumentovaných 5 prirodzených výstupov podzemnej vody vo forme prameňov. Podľa výsledkov tejto dokumentácie usudzujeme

skôr na plytké obehové cesty podzemnej vody a významnejší vplyv rozpúšťania karbonátov na chemické zloženie podzemnej vody než v martinskom súvrství – bližšie v kapitole 5.1.

### Hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov

Horniny hydrogeologického celku neogénnych vulkanitov vyplňajú staré „paleoúdolie“ smerujúce podľa Lexu et al. (1982, in Polák et al., 1997) pôvodne z VJV na ZSZ. Vystupujú v oblasti morfologeticky výrazného chrbta kóty 757 Hriadky v šírke zhruba do 1 km a v hrúbke asi 100 – 300 m. Reprezentujú ich vulkanické brekcie, tufitické pieskovce, ílovce, tufity a andezitové lávové prúdy, ktoré sem zasahujú od Kremnických vrchov. Tieto neogénne vulkanické a vulkanicko-sedimentárne horniny priradujeme k turčeckej formácii (mladší bádén – starší sarmat) a flochovskej formácii (sarmat). Hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov spolu zaberá plochu 2,59 km<sup>2</sup> (0,7 % z celkovo hodnoteného územia).

Lávové prúdy pyroxénických andezitov rematskej a flochovskej formácie (**aNV<sup>rf</sup>**) s puklinovou priepustnosťou a odkrytou plochou iba 0,066 km<sup>2</sup> (2,5 % z celkovej plochy hydrogeologického celku neogénnych vulkanitov) sústreďujú svoj obeh podzemnej vody jednak do zóny zvetrávania a pripovrchového rozvoľnenia skalných hornín siahajúcej do hĺbky asi 30 – 50 m, jednak do puklín prvotnej odlučnosti, ktoré majú v andezitových telesách veľký hydraulický význam pri sústredenom prúdení podzemnej vody.

Podobne malú plochu zaberajú redeponované tufy, pemzové tufy a epiklastické pieskovce turčeckej formácie (**tNV<sup>t</sup>** – stredný až vrchný bádén), ktorá je staršia než flochovská a rematská formácia a predstavuje výplň kremnického grabenu (Polák et al., 1997). Tieto horniny vystupujú južne od Čremošného ako nesúvislý horizont redeponovaných tufov a epiklastických pieskovcov v hrúbke do 50 m, v bezprostrednom nadloží mezozoických hornín a zároveň na báze komplexu neovulkanitov. Ich odkrytá plocha je 0,029 km<sup>2</sup> (1,1 % z celkovej plochy hydrogeologického celku neogénnych vulkanitov). Vulkanogénne zlepenca a pieskovce, drobnozrnné brekcie s polohami pieskovcov a hrubo- až drobnozrnné brekcie rematskej a flochovskej formácie (**bzpNV<sup>rf</sup>**) zaberajú väčšinu územia (2,49 km<sup>2</sup>, 96 % jeho plochy) tvoreného neogénnymi vulkanitmi. Tieto vulkanoklasty majú prevažne medzizrnový (ale aj puklinový) typ priepustnosti. Predpokladané centrum stratovulkánu bolo asi 5 km jv. od Hornej Štubne, flochovská formácia predstavuje relikty tohto stratovulkánu, pričom je spodnosarmatského veku (Konečný et al., 1983, in Polák et al., 1997). Týmto vulkanicko-sedimentárnym horninám (vulkanickým brekciám, tufitickým pieskovcom, ílovcom a tufitom neogénneho veku) pripisujeme medzizrnovo-puklinový typ priepustnosti. Priepustnosť tu závisí od pomeru zastúpenia jemnejšej ílovitej frakcie v hornine – prítomnosti ílových polôh – a od sekundárnych premien spojených s postvulkanickou činnosťou. Tento hydrogeologický celok môžeme následne charakterizovať zložitou geometriou zvodnencov, podmienenou častým striedaním priepustnejších a menej priepustných polôh uložených subhorizontálne, ale aj s väčšími sklonmi. To spôsobuje nerovnomerné podmienky na obeh podzemnej vody a miestami podmieňuje aj existenciu napätých hladín. Vzhľadom na časté striedanie polôh efuzív a vulkanoklastík sa jednotlivé polohy prepájajú za vzniku zmiešaného obehu podzemnej vody v komplexne prepojených zvodnencoch s puklinovým a medzizrnovým typom priepustnosti. Naše pozorovania obehu podzemnej vody sa však realizovali iba na malom území (~2,5 km<sup>2</sup>), a tak nestačia na podrobný a dôsledný opis všetkých hydraulických dejov charakteristických pre obeh v horninovom prostredí neogénnych vulkanitov.

### Hydrogeologický celok paleogénnych sedimentov

Jednotlivé členy hydrogeologického celku paleogénnych sedimentov – borovské, hutianske a zuberecké súvrstvie – môžeme nájsť v okrajovej časti Turčianskej kotliny, priľahlej k hodnotenému územiu západnej časti Veľkej Fatry. Na území hydrogeologickej mapy vystupujú na celkovej ploche 8,8 km<sup>2</sup> a zaberajú zhruba 2,3 % celého hodnoteného územia západnej časti Veľkej Fatry. Transgresívne, diskordantne uložené súvrstvia podtatranskej skupiny (vnútrokarpatského paleogénu) tu lemujú západný a severný okraj Veľkej Fatry na jej kontakte so severnou časťou Turčianskej kotliny. Kotlina tu predstavuje graben, na okraji sprevádzaný sústavou poklesov (normálnych zlomov). Hydrogeologický celok paleogénnych sedimentov preto vystupuje v území severne od Mošoviec cez

Žabokreky až po Sučany a Krpeľany na severe. Najväčší podiel z tejto plochy (spolu 98 %; 8,63 km<sup>2</sup>) zaberajú dve súvrstvia – hutianske a borovské. Väčšina výskytu paleogénnych sedimentov sa nachádza medzi Krpeľanmi a obcou Belá-Dulice, pričom hutianske a borovské súvrstvie sa svojím výskytom zvlášť nešpecifikujú. Možno len všeobecne konštatovať, že bližšie k pohoriu vystupujú horniny borovského súvrstvia.

Ílovce s polohami jemnozrnných pieskocov hutianskeho súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu (**iPG<sup>h</sup>**) sú v rámci hodnoteného územia rozšírené na ploche 4,7 km<sup>2</sup>, čo predstavuje 54 % odkrytej plochy hydrogeologického celku paleogénnych sedimentov. Pri západných svahoch Veľkej Fatry majú tieto vrstvy hrúbku okolo 200 m, v centrálnej časti Turčianskej kotliny dosahujú hrúbku 600 – 900 m (Gašparik et al., 1995). V najvýznamnejšej miere sa nachádzajú v území medzi Turčianskou Štiavničkou a Sklabiňou. Považujeme ho za regionálny izolátor s obehom podzemnej vody iba v pripovrchovej rozvoľnenej a rozvetranej zóne. Tá zvyčajne siaha do hĺbky zhruba 30 – 50 m pod povrchom terénu. K horizontálne až subhorizontálne uloženým prevažne ílovcom teda priradujeme puklinový typ priepustnosti a spájame ich s obehom podzemnej vody charakteristickým pre hydrogeologický masív.

Pieskovce a ílovce (**piPG<sup>z</sup>**) zubereckého súvrstvia podtatranskej skupiny nachádzame iba na ploche 0,18 km<sup>2</sup> v oblasti Nolčovo – Kónské – Podhradie. Zaberajú tam asi 2,1 % odkrytej plochy hydrogeologického celku paleogénnych sedimentov. Z hľadiska obehu podzemnej vody k nim priradujeme podobné vlastnosti ako k horninám hutianskeho súvrstvia.

Uprostred ílovcov hutianskeho súvrstvia sa v priestore jv. od Horného Jasena nachádzajú 3 olistolity organogénnych, prevažne riasových (koralovo-riasových) vápencov (**vPG<sup>h</sup>**). Tieto telesá dosahujú rozmery rádovo desiatky metrov (maximálne 120 m – Bystrická, 1990, in Polák et al., 1997) a vznikli ako sklzy z rifov borovského súvrstvia do flyšovej panvy. So spoločnou odkrytou plochou 0,007 km<sup>2</sup> reprezentujú iba 0,07 % odkrytej plochy hydrogeologického celku paleogénnych sedimentov. Predpokladáme, že majú krasovo-puklinový charakter priepustnosti s rýchlym a intenzívnym obehom podzemnej vody v puklinách, korozívne rozšírených rozpúšťaním. Ich vodárenský význam je vzhľadom na veľkosť ich rozšírenia minimálny. Takéto polohy organogénnych vápencov vnútri hutianskeho súvrstvia však napríklad v prípade hĺbenia podzemných diel môžu spôsobovať inžinierske problémy umožnením koncentrovaného vstupu podzemnej vody do priestorov.

Na ploche 3,9 km<sup>2</sup>, teda 44 % odkrytej plochy hydrogeologického celku paleogénnych sedimentov, vystupujú zlepenca, brekcie a pieskovce borovského súvrstvia (**zbPG<sup>B</sup>**) podtatranskej skupiny (vnútrokarpatského paleogénu). Toto súvrstvie, stratigraficky zaradené do lutéu až spodného priabónu (Gašparik et al., 1995), je zložené z drobných až strednozrnných karbonátových brekcií, zlepenecov, hrubo- až strednozrnných karbonatických pieskocov a piesčitých, organodetrilitických a organogénnych vápencov v typickom plytkomorskom (litorálno-neritickom) vývoji. V hodnotenom území vystupuje v pásme od Krpelian cez Nolčovo, Turčiansku Štiavničku a Sklabiňu po Záborie. Jeho najvýznamnejšie polohy nachádzame východne od Krpelian a východne od Sklabinie. Charakter priepustnosti borovského súvrstvia je podmienený prítomnosťou karbonatickej zložky v klastických sedimentoch. Často tu nachádzame pukliny rozšírené krasovou koróziou, takže k nemu priradujeme puklinovo-krasový typ priepustnosti. Pri vhodných úložných podmienkach môžu byť horniny borovského súvrstvia aj v priamej hydraulickú súvislosti s triasovými karbonátovými zvodnencami. Ich vzájomný kontakt a predpokladanú hydraulickú súvislosť na našom území nachádzame najmä v oblasti východne od Krpelian.

## Hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov

Tento hydrogeologický celok sa člení na:

- **hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov tatrika,**
- **hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov veporika.**

Najväčšiu časť územia západnej časti Veľkej Fatry – až 76,63 % (298,72 km<sup>2</sup>) – tvoria sedimentárne horniny mezozoika. Druhohorné sedimenty sú tu vyvinuté vo forme sedimentárnych jednotiek sprevádzajúcich rôzne vývojové štádiá tetýdnej geosynklinály, od klastických (zlepenca, pieskovce, bridlice) cez čisté karbonáty plytkovodnej platformy až po hlbokomorské slienité a rádioláriové vápence až rádiolarity. Z hydrogeologického hľadiska ich možno rozdeliť na dva základné súbory: stredno- až vrchnotriasové platformové vápence a dolomity (karbonátové mezozoikum) a zvyšnú sedimentárnu

výplň mezozoickej geosynklinály. Ich pomerné zastúpenie je v západnej časti Veľkej Fatry v približnom pomere 3 : 2 (180,60 km<sup>2</sup> triasových vápencov a dolomitov a 118,13 km<sup>2</sup> ostatných mezozoických sedimentov), presnejšie 46,33 % celkovej plochy skúmaného územia oproti 30,30 %.

Zvyšnú sedimentárnu výplň mezozoickej geosynklinály – t. j. horniny, ktoré nie sú stredno- až vrchnotriasovými (platformovými) vápencami a dolomitmi – nazývame trochu zjednodušene hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov. Tento celok môžeme na základe príslušnosti k dvom tektonickým jednotkám – tatriku alebo veporiku – ďalej rozdeliť na hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov tatrika (šiprúnskej sekvencie) a hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov veporika. V tektonickej jednotke hronika sa iné ako karbonátové horniny stredného a vrchného triasu vyskytujú len zriedka: sú tu iba vrchnotriasové sivé jemnozrnné pieskovce a piesčité bridlice lunzských vrstiev na ploche 0,126 km<sup>2</sup>.

Základnou črtou hydrogeologického celku pestrých mezozoických sedimentov (resp. dvoch spomenutých celkov – podľa tektonických jednotiek) je ich litologická pestrosť. V oboch tektonických jednotkách sú tieto sedimenty vyvinuté vo viac-menej analogickej forme, aj keď s istými faciálnymi odlišnosťami. Preto sa v nasledujúcom texte nebudeme zvlášť venovať tatriku alebo veporiku, pretože charakteristiky jednotlivých horninových typov platia pre obe tektonické jednotky.

Z hydrogeologického hľadiska vo väčšine prípadov tvoria horniny pestrého sedimentárneho mezozoika hydrogeologický masív (sensu Jetel, 1990), v ktorom sa obeh podzemnej vody viaže vo veľkej miere na relatívne plytkú zónu pripovrchového rozrušenia hornín. Dominantný je tu puklinový typ priepustnosti. Vzhľadom na litologickú nehomogenitu tohto hydrogeologického celku sa však prejavujú značné rozdiely v intenzite a hĺbkovom dosahu pripovrchového rozrušenia, v zatesňovaní puklín zvetraninami, v náchylnosti na tvorbu izolovaných lokálnych, navzájom izolovaných plytkých obehov a v prípadnej schopnosti vytvoriť sieť diskontinuit s hlbším obehom podzemnej vody. Tieto vlastnosti vyplývajúce z litologického zloženia jednotlivých horninových typov zastúpených v tomto hydrogeologickom celku sa ešte umocňujú morfológickou pozíciou jednotlivých litotypov, ako aj rozdielmi v efektívnych zrážkach v závislosti od nadmorskej výšky a expozície svahov. Vo väčšej nadmorskej výške a v prípade severnej a západnej expozície svahov očakávame vyššie efektívne zrážky rezultujúce vo vyššej výdatnosti prameňov aj v prípade rovnakých hydraulických vlastností horninového prostredia. Vo Veľkej Fatre sa očakáva nárast celkových ročných zrážkových úhrnov zhruba o 75 mm na 100 m nadmorskej výšky a pokles priemernej ročnej teploty vzduchu asi o 0,5 °C na 100 m nadmorskej výšky. Tieto faktory spôsobujú zvyšovanie podielu efektívnych zrážok s rastúcou nadmorskou výškou. Celkove sa v tomto regióne (tej časti zrážok, ktorá je – v závislosti od vlastností horninového prostredia – potenciálne schopná infiltrovať do podzemia a vytvoriť podzemnú vodu) podiel efektívnych zrážok na celkových zrážkových úhrnoch odhaduje na zhruba 40 až 50 %. Toto, samozrejme, neplatí len v hydrogeologickom celku pestrých mezozoických sedimentov, ale v celom pohorí.

Ak sú horniny hydrogeologického celku pestrých mezozoických sedimentov tvoriace hydrogeologický masív na strmom svahu, možno očakávať zvýšený odnos materiálu v jeho vyšších častiach a jeho akumuláciu v nižších častiach. Z hydrogeologického hľadiska to znamená zvýšený podiel medzizrnového typu priepustnosti v nižšej časti svahov a zvýšený podiel puklinového typu priepustnosti v horných úsekoch svahov namáhaných svahovým pnutím. Široké a ploché hrebene s malým odnosom materiálu (napr. okolie kót Ploská alebo Krížna) majú aj v prípade typického vývoja hydrogeologického masívu schopnosť vytvoriť (aj zásluhou zvýšeného napájania efektívnymi zrážkami) na množstvo obiehajúcej podzemnej vody pomerne bohaté zvodnence v hrubších častiach svojich eluviálno-deluviálnych zvetraninových plášťov. Tie sa potom odvodňujú vo forme prameňov na morfológických hranách hrebeňových plošín. Výdatnosť týchto prameňov je však veľmi nestála. Hoci počas väčšiny roka môžeme mať zdanie vysokého vyvierajúceho množstva, v dlhších periódach sucha sa vyvierajúce množstvo rýchle stráca, výdatnosť prameňov klesá a často aj celkom vysychajú.

Ďalším prípadom morfológickej predispozície obehových ciest podzemnej vody v horninách hydrogeologického celku pestrých mezozoických sedimentov sú zosuvné územia. Skúsenosti z hydrogeologického mapovania v západnej časti Veľkej Fatry ukazujú, že sústreďovanie podzemnej vody v horninovom prostredí slienitých vápencov kriedy veporika a tatrika Veľkej Fatry je spôsobené početnými svahovými poruchami, často veľkého plošného záberu, resp. vývery podzemnej vody sa v časti prípadov

viažu na odlučné plochy týchto zosuvov až megazosuvov. Také sú v západnej časti Veľkej Fatry napríklad svahové poruchy v oblasti záveru Dedošovej doliny, ktorými sú postihnuté južné svahy kóty 1 592 Ostredok, sz. svahy Krížnej (1 574 m n. m.) a sv. svahy kóty 1 374 Kráľova studňa budované slienitými vápencami mraznického súvrstvia kriedy veporika. V tomto horninovom prostredí, považovanom za málo priepustné, s obehom podzemnej vody typickým pre hydrogeologický masív, nachádzame aj suché údolia a výdatné pramene pri erozívnej báze, aké bývajú skôr pri obehú podzemnej vody v rozvinutom krase a nie v horninovom prostredí slieňov a slienitých vápencov mraznického súvrstvia („títónu – neokómu“), prípadne stredotriasových bridlíc karpatského keuperu. Najlepším dôkazom koncentrácie podzemnej vody do významných otvorených zón a ich rýchleho obehu v týchto (pravdepodobne sústavne otváraných) zónach zosuvných deformácií sú výtokové čiary prameňov pozorovaných Slovenským hydrometeorologickým ústavom v Dedošovej doline – Dolné Veterné (katalógové č. SHMÚ 666, číslo na mape 1 051), Dedošova dolina 1 (kat. č. 664, číslo na mape 1 181) a Dedošova dolina 2 (kat. č. 665, číslo na mape 1 107), spracované podľa metodiky Kullmana a Petraša (1975, 1979), resp. Kullmana (1990). Turbulentný subrežim je identifikovateľný vo výtokových čiarach prameňov Dedošova dolina 1 a Dolné Veterné (pozri tab. 5.52). Typickú výtokovú čiaru prameňa Dedošova dolina 1 môžeme opísať rovnicou

$$Q = 18,00 \cdot e^{-0,0088 \cdot t} + 8,50 \cdot (1 - 0,027 \cdot t),$$

teda skladá sa z jedného laminárneho a jedného turbulentného subrežimu ( $Q$  predstavuje výdatnosť v  $l \cdot s^{-1}$ ,  $t$  je čas v dňoch).

Typickú výtokovú čiaru prameňa Dolné Veterné opíšeme rovnicou

$$Q = 4,50 \cdot e^{-0,0040 \cdot t} + 28,10 \cdot e^{-0,0175 \cdot t} + 18,90 \cdot (1 - 0,023 \cdot t),$$

teda celkový režim odtoku podzemnej vody z prameňa pozostáva z dvoch laminárnych a jedného turbulentného subrežimu. Iba prameň Dedošova dolina 2 nevykazuje známky turbulentného prúdenia a jeho režim opíšeme rovnicou

$$Q = 5,30 \cdot e^{-0,0030 \cdot t} + 10,00 \cdot e^{-0,0960 \cdot t}.$$

Celková priemerná výdatnosť prameňa Dedošova dolina 2 v objeme  $4,68 l \cdot s^{-1}$  v období 1968 až 2004 s rozkyvom  $2,29 - 27,80 l \cdot s^{-1}$  (tab. 5.69) svedčí aj o schopnosti tohto výveru koncentrovať väčšie množstvo podzemnej vody. Teplota vyvierajúcej vody tu mala priemer  $5,8 \text{ }^{\circ}\text{C}$  a kolísala v rozpätí od  $1,4$  do  $8,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Vysoká celková mineralizácia jeho vody súvisí skôr s rozpúšťaním sulfátov z horninového prostredia karpatského keuperu, zrejme prítomného v jeho obehových cestách. Výdatnosť prameňa Dolné Veterné sa pohybovala od  $3,16$  do  $82,40 l \cdot s^{-1}$  s priemerom  $21,46 l \cdot s^{-1}$  (obdobie pozorovania 1978 – 2004; teplota vody bola v rozmedzí  $0,2$  až  $10,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , priemer  $5,7 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Výdatnosť prameňa Dedošova dolina 1 v období 1968 – 2004 bola od  $0,82$  do  $42,10 l \cdot s^{-1}$  s priemernou hodnotou  $9,01 l \cdot s^{-1}$ , pričom teplota vody bola v priemere  $5,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$  a pohybovala sa od  $1,2$  do  $8,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Mineralizácia vody prameňov Dolné Veterné a Dedošova dolina 1 zodpovedá normálnym hodnotám, typickým pre tieto horninové prostredia.

Predpokladáme, že takýto režim vyprázdňovania prameňov v závere Gaderskej doliny podmieňuje existencia extrémne veľkých svahových porúch na svahoch Krížnej, Ostredku a Kráľovej studne. Prítomnosť neustále otváraných šmykových plôch potenciálne zrejme podmieňuje často extrémne rýchly (turbulentné prúdenie) pohyb podzemnej vody po týchto preferenčných cestách. Vzhľadom na teplotný režim a chemické zloženie vody týchto prameňov sa zároveň nazdávame, že otvorené šmykové plochy zasahujú aj hlbšie pod lokálnu erozívnu bázu (Malík, 2005a; Malík, 2006).

Tab. 5.22. Základné charakteristiky výdatnosti a teploty vody prameňov v oblasti Dedošovej doliny (záveru Gaderskej doliny) podľa údajov SHMÚ (Malík, 2005a; Malík, 2006).

Číslo SHMÚ	Názov prameňa	$Q_{\max}/Q_{\min}$	Počet anal. výtok. čiar	$Q_{01}$	$\alpha_{01}$	$Q_{02}$	$\alpha_{02}$	$Q_{03}$	$\beta_{01}$
664	Dedošova dol. 1	51,3	9	18,00	$8,80 \cdot 10^{-3}$			8,50	$2,70 \cdot 10^{-2}$
665	Dedošova dol. 2	9,3	13	5,30	$3,00 \cdot 10^{-3}$	10,00	$9,60 \cdot 10^{-2}$		
666	Dolné Veterné	20,1	14	4,50	$4,00 \cdot 10^{-3}$	28,10	$1,75 \cdot 10^{-2}$	18,90	$2,30 \cdot 10^{-2}$

Na podklade výsledkov analýzy výtokových čiar týchto prameňov je potrebné upozorniť nielen na zvýšenú senzitivitu podzemnej vody na kontamináciu v tomto území, ale aj na potenciálne ohrozenie územia masívnymi svahovými pohybmi. Geomorfologické znaky tohto megazosuvu sú viditeľné na viacerých miestach záveru Dedošovej doliny. Aj hydrogeologické mapovanie v tejto oblasti (Malík et al., 2002) preukázalo atypickú distribúciu prameňov.

Podobne môžeme poukázať na spojitosť medzi svahovými poruchami sprevádzajúcimi väčšie akumulácie hornín karpatského keuperu a počtom zdokumentovaných prameňov v tomto súvrství. Zosuvy medzi závermi Lubochnianskej a Necpalskej doliny (pás od doliny Močidlá cez Červený grúň až po vedľajšiu dolinu Revúcky mlyn v Necpalskej doline), ako aj medzi obcou Podhradie a Lubochnou (akumulácie karpatského keuperu v oblasti kóty 1 161 Nižná Lipová a 1 045 Viecha) viazané na tieto horniny „produktujú“ v tomto horninovom prostredí množstvo prameňov, často s nezanedbateľnou výdatnosťou. Početné pramene stekajú často paralelne v navzájom izolovaných stružkách, morfológia svahov je silne rozčlenená množstvom vydutín – zosuvných akumulácií – a rozrušenie masívu zjavne napomáha sústreďovaniu podzemnej vody. Merný odtok vo forme prameňov (kapitola 5.1)  $4,78 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  v karpatskom keuperi veporika a  $3,47 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  v karpatskom keuperi tatrika patrí spolu s merným odtokom zo strednojurských vápencov ( $5,42 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) k najvyšším hodnotám z nekarbonátových hornín. Vyššia je tu však aj hustota prameňov (veporikum  $14,87 \text{ km}^{-2}$ , tatrikum  $14,14 \text{ km}^{-2}$ ), čo svedčí o priestorovo pomerne rozptýlených prirodzených výveroch.

V ďalšom texte stručne charakterizujeme základné rozdielnosti jednotlivých litostratigrafických jednotiek, resp. hydrogeologických horninových typov hydrogeologického celku pestrých mezozoických sedimentov tatrika a veporika. Ich spoločné črty sme už uviedli v predchádzajúcom texte, rozdielnosti ich hydraulických vlastností už boli podrobne charakterizované v podkapitole 5.1.

Spodnokriedové **porubské súvrstvie tatrika** (sivé ílovito-piesčité vápence, bridlice a vápnité pieskovce) a **veporika** (ílovité bridlice, piesčité vápence a jemnozrnné pieskovce), ako aj slienité vápence a bridlice **lučivnianskeho súvrstvia** a kalpionelové slienité vápence **tatrika** a slienité vápence a bridlice **mraznického, osnického a vlkolínskeho súvrstvia veporika** (v oboch prípadoch vrchná jura až spodná krieda) plnia vo všeobecnosti funkciu regionálneho izolátora usmerňujúceho prúdenie podzemnej vody v susedných horninových typoch s vyššími hodnotami prietoku (najmä prúdenie v triasových karbonátoch vyššie položených tektonických jednotiek). Tieto litostratigrafické jednotky, v minulosti zjednodušene nazývané „slienité vápence titónu – neokómu“, majú plytký obeh podzemnej vody v pripovrchovej zóne, no ich značné plošné rozšírenie (spolu  $77,76 \text{ km}^2$ , t. j. 19,9 % z celkovej plochy skúmaného územia) dáva predpoklad lokálneho sústreďovania podzemnej vody vo väčších, tektonicky predisponovaných prameňoch. Najväčšiu plochu ( $62,30 \text{ km}^2$ ) pritom zaberajú slienité vápence a bridlice veporika (mraznické, osnické a vlkolínske súvrstvie). Tu však treba dôsledne odlišovať účinky zrážkovej činnosti (vrátane topenia snehu) od geologickej predispozície a výdatnejšie vývery pred ich konečnou charakterizáciou preverovať systematickým pozorovaním alebo aspoň periodickými meraniami najmä v bezzrážkových obdobiach. Interakcia podzemnej vody s horninovým prostredím slienitých vápencov „titónu – neokómu“ – mraznického súvrstvia – a následná strata  $\text{CO}_2$  po výstupe vody na povrch spôsobuje (a to aj napriek relatívne slabšej rozpustnosti týchto hornín) v mnohých prípadoch vznik chemogénnych sedimentov – penovcových jazykov alebo penovcových kôp – v oblasti pramenísk v tomto horninovom prostredí.

Veľká hrúbka kriedových súvrství „titónsko-neokómskych“ slienitých vápencov vo veporiku aj tatriku spôsobuje, že napriek relatívne nízkej prietoku majú tieto litostratigrafické jednotky z regionálne hydrogeologického hľadiska značný význam ako usmerňovače prúdenia podzemnej vody. Slienité vápence porubského, mraznického, osnického a vlkolínskeho súvrstvia vo veporiku tvoria zväčša izolujúce podložie dolomitov a vápencov hronika (najmä v prípade morfolologickej „čiapky“ hronika – v oblasti hydrogeologickej štruktúry Kopy medzi Lubochnou a Krpel'anmi). Od ich sklonu, resp. morfolologickej pozície závisí generálny smer prúdenia podzemnej vody v hroniku, resp. najmä v tektonických troskách, ktoré horniny hronika vytvárajú na svojom, zväčša kriedovom podloží. Slienité vápence a bridlice porubského a lučivnianskeho súvrstvia a kalpionelové slienité vápence tatrika sú zas regionálnym izolátorom dolomitov a vápencov veporika – napríklad východnej časti hydrogeologických štruktúr Chládkové – Nižné Krátko alebo Beňkova – Brdce – a na ich kontakte evidujeme významnejšie pramene napr. v oblasti dolín Nižné a Vyšné Krátko alebo v oblasti doliny Turecké.

**Rádioláriové vápence, rádiolarity – ždiarske súvrstvie a pestré adnetské vápence** (stredná jura veporika), resp. **pestré piesčito-krinoidové vápence** (stredná jura tatrika) – tvoria polohy malej hrúbky (max. 90 m vo veporiku a maximálne 15 m v tatriku) v bezprostrednom podloží vrchnojurských až spodnokriedových „slienitých vápencov titónu – neokómu“. Tieto horniny sa v mnohých prípadoch nachádzajú pod často niekoľkostometrovými polohami nadložných „slienitých vápencov“. Reologické vlastnosti – rigidita a ňou spôsobená značná rozpukanosť – v prípade rádiolaritov spôsobujú zvýšenú priepustnosť puklinového charakteru. V prípade adnetských vápencov zas predpokladáme zvýšenie priepustnosti aj v dôsledku rozpúšťania (krasovatenia) polôh veľmi čistých vápencov. Ak sú tieto horninové typy spolu so slienitým nadložíom subhorizontálne uložené alebo sklonené smerom k erozívnej báze, ružové a zelené kremité vápence dogeru, rádioláriové vápence, rádiolarity a pestré adnetské vápence môžu pôsobiť ako drenáž. Masy slienitých vápencov, resp. podzemná voda viazaná na tektonicky alebo gravitačne predisponovanú sieť obehových ciest podzemnej vody v slienitých vápencoch sa pohybujú smerom k strednojurskému drénu a v takýchto prípadoch sa druhotne odvodňujú prameňmi vytekajúcimi zo ždiarskeho súvrstvia alebo adnetských vrstiev. Tomu nasvedčuje aj zvýšená hodnota odtoku podzemnej vody vo forme prameňov  $5,42 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , ako aj ďalšie parametre uvedené v kapitole 5.1. Zo strednojurských rádioláriových vápencov, rádiolaritov a pestrých adnetských vápencov veporika v západnej časti Veľkej Fatry neboli v tatriku zdokumentované žiadne pramenné vývery zo ždiarskeho súvrstvia alebo adnetských vrstiev. Pri veľmi malom plošnom zastúpení adnetských vrstiev a ždiarskeho súvrstvia môže byť príčinou zvýšeného odtokového množstva len ich účasť na drenáži nadložia. Typickými lokalitami s drenážou mraznického súvrstvia ždiarskym súvrstviem a adnetskými vrstvami veporika sú napríklad oblasť Hornojasenskej doliny, dolina Bieleho potoka v priestore medzi Krpeľanmi a Nolčovom, pri sedle „Hore Fatrou“ jz. od Lubochne či v oblasti záverov Belianskej a Necpalskej (časť Revúcky mlyn) doliny.

Pestré slienité vápence a bridlice vrchného triasu až spodnej jury veporika (**fatranské vrstvy, kopiencke súvrstvie a allgäuske vrstvy** vo veporiku, resp. **trlenské súvrstvie a allgäuske vrstvy** v tatriku) majú charakter regionálneho izolátora v podloží ždiarskeho súvrstvia a adnetských vrstiev. Majú nízku puklinovú priepustnosť v dôsledku zvýšeného obsahu slienitej zložky (fleckenmergel – allgäuske vrstvy) alebo v dôsledku prítomnosti pelitických prepláskov (fatranské vrstvy, kopiencke súvrstvie, trlenské súvrstvie). Aj keď v týchto horninách registrujeme relatívne väčšiu hrúbku, v tatriku 320 m a vo veporiku 230 m, kvantitatívne limitovaný pohyb podzemnej vody sa viaže na slabo rozvinutú zónu pripovrchového rozvoľnenia. Táto zóna viazaná na rozšírenie pripovrchového zvodnenca môže byť hydraulicky prepojená s morfológicky vyššie položenými horninovými typmi.

**Karpatský keuper veporika** tvoria pestré ílovité bridlice, sivé ílovité dolomity a kremité pieskovce vrchného triasu. Karpatský keuper **tatrika** je hrubšie klastický – je tu veľa kremenných pieskovcov, arkóz, zlepcov, menej ílovitých bridlíc a dolomitov vrchného triasu. Veľká litologická pestrosť nedovoľuje pri geologickom ani hydrogeologickom mapovaní určiť rozsah jednotlivých litologických zložiek tejto litostratigrafickej jednotky, resp. stanoviť presné litologické charakteristiky karpatského keuperu ako odvodňovaného horninového prostredia vyvierajúcej podzemnej vody. Jedna základná črta je však pri hydrogeologickom mapovaní badateľná: v hovorovej reči hydrogeologických mapovačov „karpatský keuper tečie“, resp. sa odvodňuje veľkým množstvom prameňov – často malých a nesústredených, ale v mnohých prípadoch však aj v sústredených výdatných výveroch. Tu možno poukázať na spojitosť medzi svahovými poruchami sprevádzajúcimi väčšie polohy hornín karpatského keuperu a počtom zdokumentovaných prameňov. Zosuvy v oblasti medzi Červeným grúňom, dolinou Močidlá v závere Lubochnianskej doliny až po dolinu Revúcky mlyn v závere Necpalskej doliny, v závere Gaderskej – Dedošovej – doliny, ako aj na iných miestach s menšími odkrytými plochami týchto hornín, „produkujú“ veľký počet prameňov, často aj výdatných. Pramene stekajú vo veľkom počte stružiek, pričom morfológia svahov je silne rozčlenená množstvom vydutín a rozrušenie masívu zjavne napomáha sústreďovaniu podzemnej vody. Teoreticky možno predpokladať významnejšiu hydraulickú vodivosť keuperských dolomitov alebo pieskovcov, však ani pestré bridlice rozrušené svahovými rozsadlinami a odlučnými plochami zosuvov nemusia byť v mnohých prípadoch iba tesniacim prvkom. Naopak, údaje v podkapitole 5.1 vypovedajú o relatívne vysokej priemernej výdatnosti prameňov vytekajúcich z keuperských bridlíc ( $0,25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  karpatský keuper tatrika a  $0,32 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  karpatský keuper veporika).



Ak sa však horniny karpatského keuperu stýkajú s geomorfologicky superponovaným horninovým prostredím triasových karbonátov tatrika či veporika, predstavujú hydrogeologickú bariéru, na ktorej sa môže vzdúvať a následne vyvierat' podzemná voda obiehajúca v triasových karbonátoch – vápencoch a dolomitoch. Takto je to napríklad v prípade prameňa Vôdky/Bazovská v Jasenskej doline (na mape pod č. 1 337), v minulosti pozorovaného SHMÚ, pravdepodobne v súčasnosti zachyteného SeVaK Martin pod názvom Pri potoku, ako aj prameňov 1 829 a 2 194 medzi dolinou Močidlá a záverom Necpalskej doliny.

Pre pestré pelity lagunárneho vývoja karpatského keuperu, charakteristické fialovočervenou a zelenkastou farbou, je typický zvýšený obsah síranov. Sulfát svetového oceánu dosahoval v čase sedimentácie keuperských súvrství vo vrchnom triase hodnotu  $\delta^{34}\text{S}$  rovnú asi +17 ‰ CDT štandardu. Z hodnôt  $\delta^{34}\text{S}$  sulfátov rozpustených v podzemnej vode triasových karbonátov je na tomto základe možné overiť ich kontakt s keuperskou bariérou. Pri tom je však potrebné brať do úvahy možné vplyvy primiešavania sulfátov najmä atmosférogénneho pôvodu (Malík a Michalko, 2002). V západnej časti pohoria Veľká Fatra rozpúšťanie síranov keuperských bridlíc pravdepodobne zvyšuje obsah sulfátov vo vode prameňa Nižné Krátko asi 3 km jz. od Ľubochny (Malík et al., 1993).

**Lunzské vrstvy** predstavujú špecifický člen hydrogeologického celku pestrých mezozoických sedimentov. Predovšetkým sú prítomné – na rozdiel od všetkých ostatných horninových typov tohto hydrogeologického celku – v tektonických jednotkách **veporika** a **hronika**. V tektonickej jednotke tatrika však lunzské vrstvy absentujú. V prípade veporika ide o sivé ílovité a ílovito-piesčité bridlice a jemnozrnné pieskovce, v prípade hronika o sivé jemnozrnné pieskovce a piesčité bridlice. Vek súvrstvia je v oboch prípadoch vrchný trias (jul). Druhým špecifikom lunzských vrstiev je ich hydrogeologicky delikátna pozícia medzi dvomi súvrstviami karbonátov. Toto pomerne tenké súvrstvie (najmä vo veporiku, kde dosahuje hrúbku ~20 m, v hroniku máva okolo 100 m) oddeľuje vrchnotriasové hlavné dolomity oboch tektonických jednotiek od stredotriasových karbonátov (hydraulicky vzájomne prepojených podhradských vápencov, ramsauských dolomitov a gutensteinských vápencov vo veporiku a podobne prepojených wettersteinských, reiflinských, schreyeralmských, gaderských, gutensteinských a korytnických vápencov, ako aj wettersteinských, ramsauských a gutensteinských dolomitov hronika). Ich najdôležitejšou hydrogeologickou funkciou býva zvyčajne úloha málo priepustného regionálneho izolátora, ktorý spôsobuje zdanlivo nelogické výstupy podzemnej vody uprostred veľkých, na pohľad homogénnych hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov. Aj keď v iných pohoriach Západných Karpát je podmieňovanie významných výstupov podzemnej vody bariérovým účinkom lunzských vrstiev časté, ani jeden kartograficky zmapovaný výstup lunzských vrstiev v západnej časti Veľkej Fatry (v úrovni mierky 1 : 50 000) nepodmieňuje zjavnú prítomnosť takýchto výverov. Treba však podotknúť, že výstupy vody bývajú často spôsobené iba niekoľko dm hrubými polohami lunzských vrstiev (z významných prameňov napr. prameň Macová pri Liptovskej Tepličke či Biele vody v doline Teplô vo východnej časti Veľkej Fatry), ktoré sú bežným, na konkrétny problém nezameraným geologickým mapovaním neidentifikované. V západnej časti Veľkej Fatry vystupujú lunzské vrstvy hronika iba v tenkých polohách na ploche 0,126 km<sup>2</sup> v oblasti západne od Folkušovej medzi Gaderskou a Necpalskou dolinou a v oblasti hájovne Bartoška pri Čremošnom. Lunzské vrstvy veporika tvoria rozptýlené polohy v oblasti Belianskej doliny, záveru Necpalskej doliny a záveru Ľubochnianskej doliny (dolina Močidlo, kóta 1 338 Javorina), medzi dolinami Vyšné a Nižné Krátko a s. od kóty 1 045 Viecha vo Veľkej (Nolčovskej) doline s celkovou plochou 0,404 km<sup>2</sup>. Hydrogeologickým mapovaním sa zistilo, že zo samotných lunzských vrstiev veporika vyvierajú 4 pramene s priemernou výdatnosťou 0,05 l · s<sup>-1</sup>. V takomto prípade – ak je ich odkrytá plocha väčšia – sa lunzské vrstvy hydrogeologicky prejavujú ako typický hydrogeologický masív s aktívnou zónou obehu podzemnej vody v pripovrchovej rozvetranej najvyššej časti súvrstvia.

Spodnotriasové bridlice **verfenských vrstiev** majú analogickú izolujúcu hydrogeologickú funkciu ako lunzské vrstvy. Kartograficky zdokumentované plošné zastúpenie verfenských vrstiev tatrika na geologickej mape západnej časti Veľkej Fatry je nepatrné (0,370 km<sup>2</sup>, spolu iba 0,09 % celkovej plochy skúmaného územia), no ich hydrogeologický význam je nepomerne väčší vo funkcii činiteľa usmerňujúceho prúdenie podzemnej vody v nadložných vápencoch a dolomitoch stredného triasu. V prípade verfenských vrstiev tatrika ide o pestré ílovito-piesčité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov.

Verfénske vrstvy veporika (arkózové a kremenné pieskovce, prachovce, ílovité bridlice) v západnej časti Veľkej Fatry nevystupujú, resp. neboli na geologickej mape Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 (Polák et al., 1996) kartograficky zdokumentované. Verfénske vrstvy tatrika vystupujú medzi ľavými prítokmi Lubochnianskej doliny Nižná Štefanová a Kornietová, v oblasti Kantorskej doliny (asi 1 km jv. od Sklabinského Podzámku) a na hrebeni medzi Kantorskou a Podhradskou dolinou. Ani z tohto geologicky zmapovaného súvrstvia sa však hydrogeologickým mapovaním v západnej časti pohoria nezaznamenal žiaden pramenný výver. Vo všeobecnosti sa tieto horniny vnímajú ako regionálny izolátor s puklinovým typom priepustnosti, ktorý má pri svojom väčšom plošnom rozšírení charakteristický obeh podzemnej vody hydrogeologického masívu (plytký, v zóne pripovrchového rozvoľnenia).

Napriek malej odkrytej ploche sú to však práve verfénske vrstvy tatrika, ktoré tvoria bezprostredné nepriepustné podložie skrasovatených gutensteinských vápencov a svojím výrazným obsahom síranov zanechávajú významnú stopu tohto kontaktu na chemickom zložení podzemnej vody. Obsah síranov svetového oceánu bol v období vyššieho spodného triasu (tzv. obdobie rötü), v ktorom sa usadili tieto horniny, charakterizovaný pomerom izotopov síry  $^{34}\text{S}$  a  $^{35}\text{S}$  ( $\delta^{34}\text{C}$ ) zhruba +25 ‰ tzv. CDT (Canon Diablo Troilite) štandardu. Podobne ako v prípade karpatského keuperu, z pomeru  $\delta^{34}\text{S}$  v rozpustených sulfátoch v podzemnej vode možno identifikovať kontakt krasovo-puklinovej podzemnej vody so spodnotriasovým nepriepustným podložíom. Tento vplyv je badateľný v tektonickej jednotke tatrika, no aj vo veporiku sú pravdepodobne prítomné útržky verfénskych vrstiev ako hlavnej klznej plochy vo fáze presúvania krížňanského príkrovu. O tom, že rozšírenie verfénskych vrstiev bohatých na sadrovce a anhydrity je v podloží karbonátov Veľkej Fatry oveľa významnejšie, než sa to javí z povrchu, svedčia výsledky hydrogeologického vrtu RPM-2 Podsuchá hlbokého 350 m vo východnej časti Veľkej Fatry (Malík in Vrana et al., 1990), ale aj z vrtu TTŠ-1 v Turčianskych Tepliciach (Michalko, 1989). Tento vrt overil temer 250 m hrubú polohu sulfátových evaporitov s izotopovým zložením zodpovedajúcim spodnému triasu – obdobiu sedimentácie verfénskeho súvrstvia. Podobné izotopové zloženie bohato zastúpenej sulfatickej zložky celkového minerálneho zloženia podzemnej vody sa zistilo v neďalekom pramenisku Matejková, ale aj v iných častiach pohoria: v západnej časti vo významných zdrojoch podzemnej vody vo vyvieracke Hradská v Podhradí a pravdepodobne aj v najväčšom prirodzenom vývere podzemnej vody na území Slovenska – v prameni Lazce v Necpalskej doline. Naznačuje to pravdepodobnú hydrogeologickú funkciu verfénskych bridlíc ako nepriepustného podložja predurčujúceho smery prúdenia podzemnej vody v hydrogeologickej štruktúre Hrosková – Osičné – Štefanová (pozri v ďalšom texte).

Stratigraficky najnižším, resp. najstarším členom hydrogeologického celku pestrých mezozoických sedimentov je **lúžňanské súvrstvie**. V prípade tektonickej jednotky tatrika ho tvoria spodnotriasové kremence, kremenné pieskovce, droby a zlepenca vyvinuté na odkrytej ploche 2,856 km<sup>2</sup>, zatiaľ čo lúžňanské súvrstvie veporika je okrem kremencov a pieskovcov bohatšie o prachovité a ílovité bridlice. Lúžňanské súvrstvie veporika však v západnej časti Veľkej Fatry plošne zaberá len 0,065 km<sup>2</sup> v oblasti záveru Belianskej doliny pri horárni Havranov a v malom výskyte na severných svahoch Vyšnej Štefanovej doliny v závere Lubochnianskej doliny. Významný pruh kremencov lúžňanského súvrstvia tatrika sa v západnej časti Veľkej Fatry tiahne od Kantorskej doliny na sever popod kótu 1 097 Prieložnica, na juhovýchod pozdĺž hrebeňa bočnej rázsochy, južne od kóty 1 394 Kľak, ktorú obtáča a pokračuje ssv. smerom, lemujúc západné svahy Lubochnianskej doliny, až kým sa asi 1,5 km severne od horárne Salatín neprenesie na východnú stranu pohoria. Druhý významný výskyt týchto hornín je v oblasti ľavých prítokov hornej časti Lubochnianskej doliny – dolín Nižná Štefanová, Kornietová a Jarabinská. Ukazovatele merného pramenného odtoku, priemernej výdatnosti jedného prameňa a hustoty prameňov (kapitola 5.1) svedčia o pomerne nízkom a veľmi rozptýlenom obehú podzemnej vody v kremencoch lúžňanského súvrstvia. Vo východnej časti Veľkej Fatry, kde bolo na analýzu k dispozícii viac prameňov z oboch tektonických jednotiek, sa spodnotriasové kremence tatrika javili hydraulicky pasívnejšie v porovnaní s analogickými kremencami lúžňanského súvrstvia veporika. Vyššia priepustnosť kremencov veporika by pravdepodobne mohla byť dôsledkom tektonického drvenia rigidných kremencov pri presúvaní krížňanského príkrovu – veporika (Malík a Kordík, 1999).

Typ priepustnosti kremencov a pieskovcov lúžňanského súvrstvia tatrika aj veporika je puklinový. Napriek vysokej rigidnosti kremencov a z nej rezultujúceho predpokladaného detailného rozpukania týchto

hornín nie sú kremence spodného triasu (najmä tatrika) schopné sústreďovať väčšie množstvo podzemnej vody do koncentrovaných výstupov. Predpokladáme, že aj tu je obeh podzemnej vody v najväčšej miere alokovaný iba do zóny pripovrchového rozvoľnenia. Tie časti lúžňanského súvrstvia, ktoré sa nachádzajú v hĺbke väčšej ako zhruba 50 m, sa zúčastňujú na hlbšom obehu podzemnej vody len vo veľmi obmedzenej miere prostredníctvom tektonicky predisponovaných zón. S väčšou tendenciou pôsobiť v úlohe regionálneho izolátora, s obehom podzemnej vody limitovaným iba do zóny pripovrchového rozpojenia (do hĺbky zhruba 50 m pod povrchom) sa môžeme stretnúť v prípade spodotriasových kremencov tatrika. V prípade kremencov veporika môžeme pravdepodobne (v dôsledku ich tektonického namáhania) počítať s väčšou hĺbkou obehu aj so schopnosťou sústreďovať väčšie množstvo podzemnej vody do individuálnych výverov. Významnou fyzikálnou charakteristikou dôležitou pri hydrogeologickom mapovaní je nízka hodnota mernej elektrickej vodivosti (v dôsledku slabej rozpúšťacej schopnosti tohto horninového prostredia), ktorá sa zvyčajne pohybuje do  $\sim 100 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , s priemerom  $86 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a hodnotou mediánu  $69 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Minimálna zistená hodnota mernej elektrickej vodivosti bola  $33 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  (prameň č. 2 124 v doline Dolná Lipová, ľavostrannom prítoku Ľubochnianky).

### Hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika

Horniny budované triasovými (stredno- a vrchnotriasovými) karbonátmi vystupujúce vo Veľkej Fatre možno rozdeliť na niekoľko základných skupín hydrogeologických štruktúr. V prvom rade toto členenie závisí od ich príslušnosti k jednotlivým tektonickým jednotkám – tatriku, veporiku a hroniku. Ako už bolo uvedené, v zjednodušenej priestorovej schéme geologickej stavby Veľkej Fatry s dôrazom na vertikálne vzťahy máme predstavu o niekoľkých hydrogeologických celkoch uložených nad sebou, v ktorých sú vysoko priepustné karbonátové stredno- a vrchnotriasové „spodné podlažia“ oddelené od seba málo priepustnými „tesneniami“, podmienenými najmä zastúpením spodnokriedových členov v tektonických jednotkách tatrika a veporika. Okrem týchto všeobecných vertikálnych hraničných podmienok je obeh podzemnej vody navyše často obmedzený geometrickým usporiadaním zvodnencov v dôsledku tektonickej redukcie niektorých členov tektonických jednotiek v priebehu nasúvania a ich neskoršou deformáciou popaleogénnymi tektonickými prejavmi. Vzájomný pohyb blokov megaštruktúrnej stavby Veľkej Fatry v horizontálnom aj vertikálnom smere a z neho rezultujúce komplikácie geologickej stavby pohoria takto následne podmieňujú zložitú krasovo-puklinového obehu podzemnej vody. Najzložitejšie sú priestorové vzťahy predisponujúce obeh podzemnej vody viazanej na vápence a dolomity stredného a vrchného triasu tatrika – obalovej jednotky, ale najmä veporika – krížňanského príkrovu. Obeh podzemnej vody viazanej na hronikum – necpalský a šturecký príkrov v západnej časti Veľkej Fatry – zvyčajne nebýva až do takej miery komplikovane tektonicky predurčený. V mnohých prípadoch sa však ani tu nedá hovoriť o jednoduchých spôsoboch cirkulácie podzemnej vody.

Prehľad hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov mezozoika tatrika, veporika a hronika západnej časti Veľkej Fatry s krasovo-puklinovou priepustnosťou v mierke 1 : 200 000 je na obr. 5.12. Zoznam niektorých charakteristík hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov mezozoika tatrika, veporika a hronika západnej časti Veľkej Fatry je uvedený v tabuľkách 5.23, 5.24 a 5.25.

V tabuľke 5.23 je uvedená okrem názvov jednotlivých hydrogeologických štruktúr aj plošná rozloha odkrytých triasových karbonátov (vápencov a dolomitov) v týchto štruktúrach, počty k nim priradených zdokumentovaných prameňov (priradené na základe úvah riešiteľa), sumárna výdatnosť týchto prameňov a merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ] zistený na základe jednorazových meraní počas dokumentačných prác hydrogeologického mapovania. Hydrogeologické mapovanie sa robilo počas leta a jesene rokov 2000, 2003, 2004, 2005 a 2006. Jeho presný časový rozsah bol od 1. do 11. augusta 2000 a 6. až 15. septembra 2000 (oblasť hydrogeologickej štruktúry Tlstej na JZ skúmaného územia západnej časti Veľkej Fatry), od 1. do 11. júla 2003 (prevažne oblasť Belianskej a Necpalskej doliny), od 7. do 16. júla 2004 (oblasť Hornojasenskej a Sklabinskej doliny), od 7. do 20. septembra 2004 (oblasť dolín Kantora, Veľkej – Nolčovskej a Hradskej), od 20. do 29. júla 2005 (oblasť hydrogeologickej štruktúry Kopy a sz. časti povodia Ľubochnianskej doliny), od 4. do 15. júla 2006 (jz. časti povodia Ľubochnianskej doliny) a od 1. do 5. augusta 2006 (doplnkové merania vo všetkých oblastiach). Hydrogeologické mapovanie spojené s dokumentáciou výdatnosti prameňov sa

teda vykonávalo v mesiacoch júl až september, keď výdatnosť pozorovaných prameňov zvyčajne osciluje okolo priemerných hodnôt. K prameňom, z ktorých existovali záznamy z dlhodobejších pozorovaní (základná alebo účelová sieť SHMÚ, vodárensky využívané pramene so sledovaním výdatnosti), boli priradené priemerné hodnoty pozorovaných charakteristík. Preto môžeme výpovednú hodnotu priradenú k jednorazovému mernému odtoku podzemnej vody vo forme prameňov považovať za primerane hodnovernú. V budúcnosti by sa mala zvážiť rekalkulácia týchto hodnôt na priemerné hodnoty pozorovaných prameňov s analogickým spôsobom obehu podzemnej vody.

Z tabuľky 5.23 zároveň vyplýva, že najväčšia časť z celkovej plochy 206,88 km<sup>2</sup>, ktorú v západnej časti Veľkej Fatry zaberajú hydrogeologické štruktúry triasových karbonátov s krasovo-puklinovou priepustnosťou, patrí hydrogeologickým štruktúram tektonickej jednotky hronika (71 %; najmä hydrogeologická štruktúra Tlstej na juhu a hydrogeologická štruktúra Kopy na severe), tektonickej jednotky veporika patrí 26 % z odkrytej plochy karbonátov (hydrogeologická štruktúra Hrosková – Osičné – Štefanová) a do tatrika sa zaraďujú len zhruba 3 % odkrytých vápencov a dolomitov stredného a vrchného triasu (najväčšia je tu hydrogeologická štruktúra Prieložnica – Kľak). Hydrogeologické štruktúry tatrika sú však priemerne najvyššie situované (priemerná nadmorská výška 968 m), štruktúry patriace k veporiku a hroniku sú výškovo rozložené približne rovnako (894, resp. 866 m n. m.). Priemerná hustota prameňov pri ich základnej dokumentácii bola okolo 6 na 1 km<sup>2</sup>, čomu zodpovedá hustota prameňov v hydrogeologických štruktúrach jednotiek hronika a veporika, kým v tatriku bolo zdokumentovaných priemerne až 18 prameňov na 1 km<sup>2</sup>. Z celkového počtu 1 233 zdokumentovaných prameňov mohlo byť asi 64 % (784 prameňov) pripísaných k hroniku, 28 % (351) k veporiku a 8 % (98 prameňov) k tatriku. Z celkového množstva podzemnej vody vyvierajúcej v prameňoch – 1 760,10 l · s<sup>-1</sup> – bolo 869,59 l · s<sup>-1</sup> (49 %) z hronika, 849,55 l · s<sup>-1</sup> (48 %) z veporika a len 2 %, teda 41,01 l · s<sup>-1</sup>, z tatrika. Znamená to teda, že pri danej rozlohe karbonátov veporika z nich odteká nepomerne viac podzemnej vody než z karbonátov hronika. Svedčí o tom najmä merný odtok podzemnej vody stanovený z výdatnosti zdokumentovaných prameňov, ktorý má v triasových karbonátoch celej západnej časti pohoria priemernú hodnotu 8,51 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, no v hydrogeologických štruktúrach veporika je to takmer dvojnásobok (14,06 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> – prím hrajú hydrogeologické štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová s hodnotou 16,14 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, a najmä Vrchmúr – Podhradie s merným odtokom z prameňov 24,06 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>). Naopak, najmä plošne najrozsiahljšia hydrogeologická štruktúra Tlstej má významne zmenšený merný odtok z prameňov, len 5,81 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, a celé karbonátové hronikum vzhľadom na menšiu plochu ďalších štruktúr potom tiež iba 6,17 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> (zhruba 0,65-násobok priemernej hodnoty zo všetkých triasových karbonátov). Merný odtok podzemnej vody stanovený z výdatnosti zdokumentovaných prameňov v tatriku je takisto menší – 7,40 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, zhruba 0,8-násobok priemernej hodnoty. Vzhľadom na rozdielnu polohovú dispozíciu jednotlivých hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov však majú uvedené porovnania merného odtoku len orientačnú hodnotu.

Vzhľadom na dôležitosť odtokových charakteristík vo vzťahu k stanoveniu infiltračných oblastí jednotlivých prameňov a potenciálnemu vyčleňovaniu ich ochranných pásiem (v prípade vodárenského využívania) sme pri jednotlivých hydrogeologických štruktúrach realizovali orientačný výpočet odhadu hydrologickej bilancie pri zohľadnení priestorovej distribúcie mesačných zrážkových úhrnov a priebehu priemernej mesačnej teploty v pohorí na úrovni kilometrovej siete (grid 1 x 1 km) zrážkových úhrnov zistených v rokoch 1951 – 1980 a následný výpočet reálnych efektívnych zrážok pri zohľadnení retenčnej kapacity pôdy v rozsahu 80 – 120 mm (Švasta a Malík, 2006). Získané priemerné hodnoty z priestoru, ktorý jednotlivé hydrogeologické štruktúry triasových karbonátov zaberajú, sú zosumarizované v tab. 5.24. V tejto tabuľke sa opakujú posledné dva stĺpce z tab. 5.23 (sumárny odtok z prameňov a merný odtok podzemnej vody stanovený z výdatnosti zdokumentovaných prameňov), ktoré sú však vložené do porovnávacích vzťahov s efektívnymi zrážkami. V poslednom stĺpci je potom vyčíslená celková bilancia vody pri predpoklade 100 % infiltrácie efektívnych zrážok – hodnoty so znamienkom (+) predstavujú vyšší zdokumentovaný merný odtok oproti odhadu, hodnoty so znamienkom (–) nižšiu hodnotu zisteného merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov oproti očakávanej, orientačne vypočítanej hodnote. Z údajov na začiatku tabuľky je tiež zrejmé, že priemerné očakávané zrážkové úhrny spadnuté na jednotlivé hydrogeologické štruktúry sú veľmi podobné, pohybujú sa od 791 do 1 075 mm pri priemernej hodnote 952 mm. Z tabuľky je zrejmé, že priemerná hodnota zrážok rastie

s nadmorskou výškou. Hydrogeologické štruktúry patriace k jednotlivým tektonickým jednotkám sa od seba vo veľkosti priemerného zrážkového úhrnu veľmi nelíšia (hronikum : veporikum : tatrikum = 942 : 981 : 979 mm) a oscilujú s odchýlkou 1 až 3 % okolo celkového priemeru. Priemerná hodnota z hodnôt nameranej priemernej ročnej teploty vzduchu je analogická, v prípade tatrika položeného o zhruba 100 m nadmorskej výšky vyššie je najnižšia (hronikum : veporikum : tatrikum = 5,0 : 4,9 : 4,3 °C). V jednotlivých štruktúrach sa pohybuje od 2,5 °C (Suchý vrch – Koniarky v oblasti hlavného hrebeňa) do 6,6 °C (hydrogeologická štruktúra Starej Bôrovej na okraji Turčianskej kotliny), celková hodnota váženého priemeru zo všetkých štruktúr je 5,0 °C. Efektívne zrážky, t. j. tá časť zrážok, ktorá ostane neodparená a môže formovať povrchový odtok alebo infiltračné vsakovanie (v našich karbonátových štruktúrach zjednodušene predpokladáme nulový podiel povrchového odtoku) podľa našej výpočtovej schémy reprezentujú 25 až 56 % podiel z celkových zrážkových úhrnov: najnižšie sú v štruktúre Starej Bôrovej, najvyšší podiel je opäť v najvyšších polohách hlavného hrebeňa Suchý vrch – Koniarky. V absolútnych hodnotách je to 201, resp. 602 mm, pričom priemerné hodnoty hronikum : veporikum : tatrikum sú 393 : 448 : 467 mm (12,46 : 14,22 : 14,81 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>). Priemerná hodnota zo všetkých štruktúr je 411 mm (13,04 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>), a teda hydrogeologické štruktúry hronika by podľa svojej polohy mali mať zhruba 96 % z hodnoty celkového priemeru, štruktúry veporika 109 % a tatrika 114 %. Pri zohľadnení celkového plošného rozsahu hydrogeologických štruktúr by z celkového potenciálne odtekajúceho množstva 2 697 l . s<sup>-1</sup> malo z hronika odtekať spolu 1 756 l . s<sup>-1</sup> (65 % sumárneho odtoku), z veporika 859 l . s<sup>-1</sup> (32 % sumárneho odtoku) a z tatrika 82 l . s<sup>-1</sup> (3 % sumárneho odtoku).

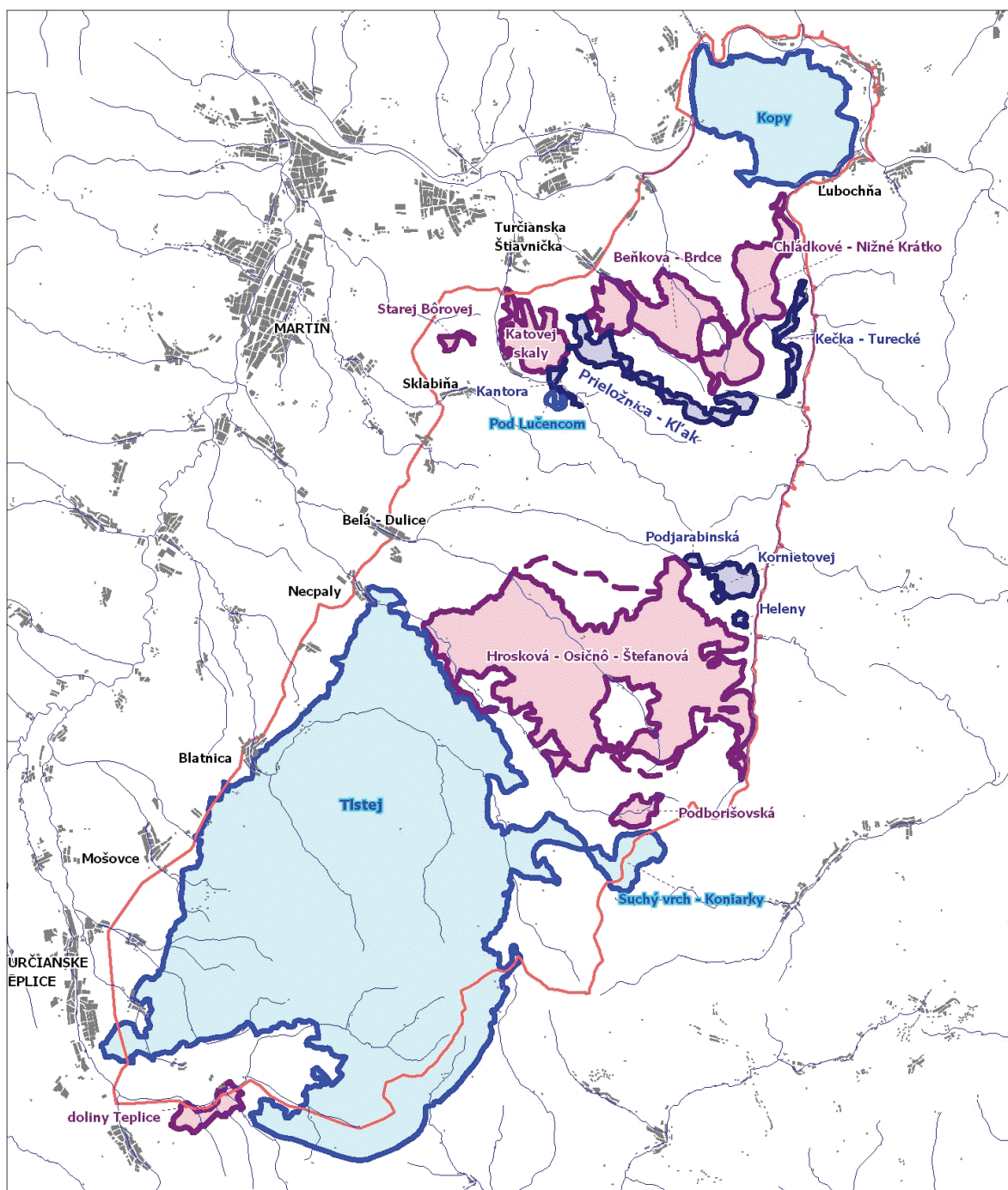
Výsledky rozsiahlych dokumentačných hydrogeologických prác v teréne však priniesli iné hodnoty rozdelenia zisteného odtoku (ako už bolo uvedené, k prameňom s dlhodobšími pozorovaniami boli priradené priemerné pozorované hodnoty). Celkový a merný odtok podzemnej vody stanovený z výdatnosti zdokumentovaných prameňov v hroniku bol 869,59 l . s<sup>-1</sup>, resp. 6,17 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> (49 % sumárneho odtoku), vo veporiku 849,55 l . s<sup>-1</sup>, resp. 14,06 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> (48 % sumárneho odtoku) a v tatriku 41,01 l . s<sup>-1</sup>, resp. 7,40 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> (2 % sumárneho odtoku). Celkový zdokumentovaný odtok podzemnej vody vo forme prameňov zo všetkých hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov bol teda 1 760,15 l . s<sup>-1</sup> a zdokumentovaný merný odtok 8,51 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>. Z týchto výsledkov vyplýva, že skutočnosť oproti očakávaniu (očakávanie hronikum : veporikum : tatrikum = 65 % : 32 % : 3 %; skutočnosť hronikum : veporikum : tatrikum = 49 % : 48 % : 2 %) vykázala až 1,51-násobne vyšší odtok z hydrogeologických štruktúr veporika, ale zhodne o 34 % nižší odtok z hronika a tatrika.

V jednotlivých väčších hydrogeologických štruktúrach **hronika** vychádza vyrovnaná celková bilancia v hydrogeologickej štruktúre triasových karbonátov hronika oblasti kóty Kopa (1 187) – v hydrogeologickej štruktúre **Kopy** – priemerný ročný potenciálny odtok by tu mal byť 147,0 l . s<sup>-1</sup>, zistil sa 152,42 l . s<sup>-1</sup>, rozdiel je teda zhruba + 5,0 l . s<sup>-1</sup>, resp. + 0,31 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>. V hydrogeologickej štruktúre **Tlstej** však vychádza celková bilancia s najväčším nedostatkom na strane pozorovaného odtoku: chýba tu asi 54 % z celkového odhadovaného množstva (evidovaný odtok 714,0 l . s<sup>-1</sup>, podľa orientačnej bilancie by malo odtekať 1 562,0 l . s<sup>-1</sup>, chýba tu teda 848,0 l . s<sup>-1</sup>, odtekajúceho množstva, resp. 7,0 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> merného odtoku). Príčinami sa budeme detailne zaoberať v nasledujúcom texte. Hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov hronika v oblasti **Pod Lučencom** východne od Sklabine má plošnú rozlohu len 0,187 km<sup>2</sup> a z 3 prameňov z nej odteká sumárne 0,19 l . s<sup>-1</sup> (malo by asi 2 l . s<sup>-1</sup>). Predpokladáme jej skryté odvodňovanie cez pokryvné útvary. Triasové karbonáty hronika medzi Suchým vrchom (1 550 m n. m.) a Koniarkami (hydrogeologická štruktúra **Suchý vrch – Koniarky**) je zdanlivo deficitná zhruba o 43 l . s<sup>-1</sup>.

Vzhľadom na jej pozíciu na hlavnom hrebeni pohoria predpokladáme prestup chýbajúceho množstva smerom na východ do oblasti megazosuvu blokov karbonátov hronika a slienitých vápencov mraznického súvrstvia v hornej časti Zelenej doliny nad Liptovskými Revúcami (Malík a Kordík, 1999).

Spomedzi hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov **veporika** dominuje nadbytok podzemnej vody odtekajúcej z hydrogeologickej štruktúry triasových karbonátov veporika v oblasti kót Hrozková (1 043), Osičné (1 107) a Štefanová (1 305) medzi Necpalskou a Ľubochnianskou dolinou (**Hrozková – Osičné – Štefanová**). Podľa orientačnej bilancie by z nej malo odtekať 654 l . s<sup>-1</sup>, evidovaných je však 702,1 l . s<sup>-1</sup> (z toho však 558 l . s<sup>-1</sup> v zachytenom prameni Lazce). Prebytok asi 47,8 l . s<sup>-1</sup> (na mernom odtoku + 1,1 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>) predstavuje pri danej ploche štruktúry pomerne malú hodnotu. Významné prepojenie tejto štruktúry s inými hydrogeologickými štruktúrami, s výnimkou nateraz stále

diskutabilnej drenáže triasových karbonátov hronika hydrogeologickej štruktúry Tlstej, sa tu neočakáva. Zaujímavé sú vzťahy hydrogeologických štruktúr veporika Beňkova – Brdce, Vrchmúr – Podhradie a Katovej skaly v oblasti medzi Sklabiňou, Turčianskou Štiavničkou a Lubochňou. Sumárny evidovaný odtok v prameňoch odvodňujúcich triasové karbonáty veporika v oblasti Katovej skaly (kóta 927; hydrogeologická štruktúra **Katovej skaly**) je spolu  $42,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a merný odtok z prameňov teda dosahuje hodnotu  $13,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Oproti potenciálnemu odtoku a mernému odtoku z orientačne odhadovaných efektívnych zrážok ( $27,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ;  $9,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) je to zhruba o 53 % viac, v absolútnych hodnotách o  $+14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , resp.  $+4,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  viac než sa odhadovalo. Vzhľadom na priestorovú pozíciu tejto hydrogeologickej štruktúry vo vrcholových častiach bočnej rázsochy hrebeňa zrejme nemôžeme očakávať skrytý prestup podzemnej vody z okolia, azda iba z okolitých kremenných pieskoviec rozrušených drenážou svahovými pohybmi, arkóz, zlepcov, ílovitých bridlíc a dolomitov karpatského keuperu veporika, ktoré tiež môžu sprostredkovať komunikáciu s geologicky zdanlivo izolovanou kryhou ram-sauských dolomitov na severovýchode. Takto by sme dostali jej plošnú rozlohu väčšiu zhruba o  $0,7 \text{ km}^2$ , čo však zjavne nevyváži nadmernosť množstva podzemnej vody oproti odhadom. Jediné, čo môžeme konštatovať s istotou, je, že podzemná voda z tejto hydrogeologickej štruktúry neprestupuje skryto do iných oblastí. Obdobne zvýšený odtok podzemnej vody (oproti očakávaniam z orientačnej bilancie) zisťujeme v hydrogeologickej štruktúre triasových karbonátov veporika medzi kótou Vrchmúr (890 Smrekové) a Podhradím (hydrogeologická štruktúra **Vrchmúr – Podhradie**). Sumárny evidovaný odtok v prameňoch je asi o  $21 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  vyšší ( $38,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  oproti  $17,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a merný odtok z prameňov pri ploche štruktúry  $1,603 \text{ km}^2$  zhruba o  $13,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  vyšší ( $24,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  oproti  $10,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). V práci Malíka et al. (1993) sa však na základe ďalších argumentov predpokladá, že vodárensky zachytený prameň č. 1 504 Dolina v Hradskej doline, ktorý svojou priemernou výdatnosťou  $33,99 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  predstavuje väčšinu odtoku z tejto štruktúry, je svojou infiltračnou oblasťou naviazaný na hydrogeologickú štruktúru tatrika Prieložnica – Kľak (kde sa vykazuje bilančný deficit asi  $31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Ak tento prameň priradíme k spomínanej štruktúre tatrika, dostaneme v hydrogeologickej štruktúre Vrchmúr – Podhradie odtok menší než očakávaný (zhruba o  $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), resp. všetky tri susediace hydrogeologické štruktúry triasových karbonátov veporika (Vrchmúr – Podhradie, Beňkova – Brdce a Chládkové – Nižné Krátko) budú na základe bilančnej analýzy výdatnosti zdokumentovaných prameňov odtokovo deficitné. Podľa tabuľky 5.24 hydrogeologickej štruktúre **Beňkova – Brdce** (hydrogeologickej štruktúre triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 045 Beňkova/Viecha a 1 126 Brdce) bude chýbať spolu zhruba  $49 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (v mernom odtoku  $-11,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) a štruktúre **Chládkové – Nižné Krátko** (hydrogeologickej štruktúre triasových karbonátov veporika medzi kótou 1 240 Chládkové a dolinou Nižné Krátko)  $31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (v mernom odtoku  $-5,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Toto prietokové množstvo podzemnej vody môže ešte skryto prestupovať do Podhradského potoka, potoka Ráztoky vo Veľkej doline j. od Nolčova, ale najmä do toku Lubochňanky v oblasti medzi jej prítokom – dolinou Nižné Krátko a horárňou Huty pod sedlom Hore Fatrou. V oblasti východne od zanikajúcej osady Stará Bôrová na ploche  $0,245 \text{ km}^2$  sa nachádzajú odkryté triasové karbonáty veporika, ktoré odvodňujú 3 pramene s celkovou výdatnosťou  $0,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Podľa odhadovaného potenciálu efektívnych zrážok by sme tu mali očakávať odtok zhruba  $1,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ktoré však môžu prestupovať aj priamo do povrchových tokov – prítokov Bôrovského potoka. Podstatným konštatovaním je skôr fakt, že napriek svojej najnižšej polohe zo všetkých štruktúr hydrogeologická štruktúra **Starej Bôrovej** nepredstavuje významnejší drén vo vzťahu k svojmu okoliu a zrejme nie je ani priamo prepojená s neďalekou hydrogeologickou štruktúrou Katovej skaly. V oblasti južne od kóty 1 510 Borišov vystupujú na ploche  $0,942 \text{ km}^2$  triasové vápence a dolomity **Podborišvskej** hydrogeologickej štruktúry. Odvodňuje ju 18 prameňov s celkovou výdatnosťou  $16,77 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Z polohy štruktúry v nadmorskej výške priemerne 1 065 m predpokladáme priemerné efektívne zrážky 584 mm ( $18,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) a následne celkový odtok asi  $17,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Z uvedeného je zrejme, že štruktúra významnejšie nedreňuje okolitú oblasť, ale nepredstavuje ani zdroj skrytého napájania iných oblastí podzemnou vodou – jej orientačná hydrologická bilancia na základe odtoku z prameňov sa zdá vyrovnaná. Triasové karbonáty vystupujúce v údolí Teplice (resp. toku, na iných mapách označovaného ako Žarnovka/Žarnovica) – hydrogeologická štruktúra **Teplice** – sú odkryté predovšetkým na ľavom brehu toku a na skúmané územie (pravý breh Teplice) zasahujú len na malom úseku. Neboli tu (na pravom brehu) zmapované žiadne prirodzené vývery podzemnej vody z triasových karbonátov. Ani merania



Obr. 5.12. Schematická mapa hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov v západnej časti Veľkej Fatry s krasovo-puklinovým typom priepustnosti. Legenda: ▭ – hydrogeologické štruktúry hronika, ▭ – hydrogeologické štruktúry veporika, ▭ – hydrogeologické štruktúry tatrika. Mierka 1 : 200 000.

prietoku (Malík et al., 1993) nepreukázali významnejšiu komunikáciu podzemnej a povrchovej vody v tejto oblasti, ktorej infiltračný potenciál z efektívnych zrážok predstavuje celkove  $12,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v daných podmienkach okolo  $9,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (683 mm).

Hydrogeologické štruktúry Kečka – Turecké, Prieložnica – Kľak, Kantora, Podjarabinská, Kornietovej a Heleny reprezentujúce triasové vápence a dolomity **tatrika** zaberajú najmenšiu celkovú plochu ( $5,542 \text{ km}^2$ ) a aj každá z nich je relatívne malá. Hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov tatrika v oblasti kóty 932 Kečka a doliny Turecké na západných svahoch Ľubochnianskej doliny nedosahuje plochu ani  $1 \text{ km}^2$  ( $0,840 \text{ km}^2$ ). Jej bilančný deficit zhruba  $4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  nepovažujeme za prejav významnejšej skrytej komunikácie s okolím. Podzemná voda prestupuje pravdepodobne do toku v doline Turecké, ako aj do pokryvných deluviálnych sedimentov pod kontaktom štruktúry s kremencami spodného triasu.



Hydrogeologickú štruktúru **Kečka – Turecké** odvodňuje spolu 17 zdokumentovaných prameňov s celkovou výdatnosťou  $7,86 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a merný odtok vo forme prameňov je  $9,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (odhadovaný z priemerných ročných efektívnych zrážok bol  $13,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Ďalších 28 prameňov s celkovou výdatnosťou  $15,03 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  priradíme k hydrogeologickej štruktúre **Prieložnica – Kľak**, ktorá je s plochou  $3,017 \text{ km}^2$  najväčšia z hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov tatrika. Nachádza sa medzi kótami Prieložnica (1 097) a Kľak (1 384) v priemernej nadmorskej výške 1 059 m. V dôsledku vyšších zrážkových úhrnov ( $\sim 967 \text{ mm}$ ) a nižšej priemernej teploty vzduchu ( $\sim 3,7 \text{ }^\circ\text{C}$ ) tu môžeme očakávať celkovo vyššiu hodnotu efektívnych zrážok, okolo  $15,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  ( $475 \text{ mm}$ ). Pri danej ploche štruktúry takto dostávame 67 % deficit efektívnych zrážok – asi  $31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  oproti očakávanému odtoku  $\sim 45,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (tab. 5.24). Ak však k tejto hydrogeologickej štruktúre priradíme vodársky zachytený prameň č. 1 504 Dolina v Hradskej doline (podľa Malíka et al., 1993) s priemernou výdatnosťou  $33,99 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , dostaneme v nej temer vyrovnanú bilanciu s veľkosťou chyby +8 %. Pre hydrogeologické štruktúry **Kantora** ( $0,219 \text{ km}^2$ ), **Heleny** ( $0,122 \text{ km}^2$ ) a **Podjarabinskej** ( $0,141 \text{ km}^2$ ), odkryté plochy vápencov a dolomitov tatrika s rozlohou 10 – 20 ha, je typická vysoká hustota prameňov a približne vyrovnaná bilancia bez predpokladu skrytého odtoku alebo skrytej drenáže. Tú by však bolo možné predpokladať jedine v prípade hydrogeologickej štruktúry Kantora, ktorá je situovaná v úpäťnej časti Kantorskej doliny nad Sklabinským Podzámkom a je narezaná tokom Kantorského potoka. Ďalšie dve štruktúry (Podjarabinská a Heleny, resp. hydrogeologické štruktúry triasových karbonátov tatrika medzi závermi Kornietovej a Jarabinskej doliny a hydrogeologické štruktúry triasových karbonátov tatrika v oblasti kóty 987 Helena medzi dolinami Kornietovou a Nižnou Štefanovou) tvoria vrcholové časti, podložené izolujúcimi vrstvami spodntriasových kremencov. Podobne je to aj v prípade hydrogeologickej štruktúry triasových karbonátov tatrika medzi Kornietovou a Jarabinskou dolinou (hydrogeologickej štruktúry **Kornietovej**), ktorá však má niekoľkonásobne väčšiu rozlohu ( $1,204 \text{ km}^2$ ) a z hľadiska bilančného odhadu merného odtoku sa tu predpokladá sumárna výdatnosť prameňov okolo  $19 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri efektívnych zrážkach  $\sim 16,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  ( $\sim 504 \text{ mm}$ ). Celkový zistený odtok z 20 prameňov  $11,39 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  však za tým zaostáva. Predpokladáme, že asi 40 % odtekajúcej podzemnej vody prestupuje skryto prostredníctvom svahových deluviálnych sedimentov do povrchových tokov v Kornietovej doline alebo doline Ľubochnianky.

V tabuľke 5.25 sú uvedené základné štatistické charakteristiky vybraných vlastností prameňov vyvierajúcich v hydrogeologických štruktúrach triasových karbonátov v západnej časti Veľkej Fatry – stredné hodnoty výdatnosti, teploty vyvierajúcej vody, mernej elektrickej vodivosti a priemernej nadmorskej výšky výveru prameňov, dané veľkosťou aritmetického priemeru a mediánu ich hodnôt. Z ich vzťahu môžeme usudzovať na možné štatistické rozdelenie (distribúciu) jednotlivých parametrov.

Z rozloženia stredných hodnôt výdatnosti prameňov hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov hronika, veporika a tatrika vidno sklon k lognormálnemu rozloženiu hodnôt (vyššia hodnota aritmetických priemerov od mediánovej hodnoty), najviac v prípade hydrogeologických štruktúr veporika a najmenej v prípade tatrika. Do popredia však vystupujú všetky hydrogeologické štruktúry s významnými koncentrovanými vývermi podzemnej vody – Kopy (pramene Teplica/Teplička a Fatra) v prípade hronika, Vrchmúr – Podhradie (prameň Dolina), Katovej skaly (prameň Teplica), Hrosková – Osičné – Štefanová (pramene Lazce, Havranovo/Pod Havranom a Havranovo – Lučečné) v prípade veporika. Hydrogeologické štruktúry tatrika (s výnimkou štruktúry Prieložnica – Kľak, ak k nej priradíme prameň Dolina v Podhradí) vykazujú z hľadiska distribúcie výdatnosti prameňov azda najnormálnejšie rozdelenie. Zaujímavosťou je aj to, že v prípade najrozsiahlejšej hydrogeologickej štruktúry, štruktúry Tlstej, nie je rozdiel medzi mediánom a aritmetickým priemerom hodnôt až taký veľký (pri 711 prameňoch je aritmetický priemer ich výdatnosti  $1,00 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a medián  $0,20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), čo dokumentuje pomerne veľký rozptyl podzemnej vody vyvierajúcej v tejto štruktúre do množstva menších prameňov. Hodnoty mediánov výdatnosti jednotlivých jednotiek môžeme vyjadriť v pomere hronikum : veporikum : tatrikum ako  $0,21 : 0,19 : 0,17 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , teda triasové karbonáty všetkých tektonických jednotiek majú približne podobné vlastnosti. Celkový aritmetický priemer všetkých hodnôt výdatnosti prameňov z hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov bol  $1,43 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a ich medián  $0,20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Stredné hodnoty teploty vyvierajúcej vody vykazujú znaky normálnosti rozdelenia hodnôt. Vzájomné vzťahy teploty výverov z jednotlivých tektonických jednotiek môžeme vyjadriť pri aritmetických



priemeroch 8,5 : 8,6 : 9,2 °C a pri mediánoch 8,3 : 8,3 : 8,7 °C (hronikum : veporikum : tatrikum), keď celkový aritmetický priemer všetkých hodnôt bol 8,6 °C a ich medián 8,3 °C. Z vypuklejších rozdielov medzi aritmetickým priemerom a mediánom teploty vody prameňov treba spomenúť hydrogeologickú štruktúru Podjarabinskú (tatrikum) a Suchý vrch – Koniarky (hronikum), kde sú aritmetické priemery viac ako o 1,0 °C vyššie od mediánových hodnôt a pravdepodobne indikujú vyšší pomer prameňov s plytkým obehom (sutinové pramene). Naopak, v prípade hydrogeologickej štruktúry Vrchmúr – Podhradie (veporikum) je medián o 0,8 °C nižší ako aritmetický priemer – v tejto štruktúre predpokladáme komunikáciu s vodou hlbokého obehu, pravdepodobne skrytý prestup po hlboko založenom zlome z hydrogeologickej štruktúry Prieložnica – Kľak (tatrikum).

Pri mernej elektrickej vodivosti vody vyvierajúcej v prameňoch boli hodnoty z jednotlivých skupín hydrogeologických štruktúr zoradených podľa tektonických jednotiek veľmi podobné: pomer mediánov hronikum : veporikum : tatrikum bol 385 : 375 : 363  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a pomer aritmetických priemerov 396 : 399 : 411  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Celkový aritmetický priemer všetkých hodnôt mernej elektrickej vodivosti prameňov bol 398  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a ich medián 381  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Hodnoty mernej elektrickej vodivosti sa zo vzťahu aritmetického priemeru a mediánu zdajú normálne rozdelené vo všetkých hydrogeologických štruktúrach. Zaujímavosťou je len Prieložnica – Kľak (tatrikum), kde je aritmetický priemer 563  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a medián 429  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , pravdepodobne so znakmi vyššej mineralizácie niekoľkých prameňov na kontakte s verfénskymi vrstvami.

Rozdiel medzi hodnotou aritmetických priemerov a mediánov nadmorskej výšky výverov je minimálny (väčšinou do 2 %, s výnimkou hydrogeologických štruktúr Kopy, kde je 5 %, a Vrchmúr – Podhradie s rozdielom 12 %). Vo väčšine hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov môžeme teda predpokladať normálnu štatistickú distribúciu nadmorskej výšky prameňov. Stredné hodnoty nadmorskej výšky výverov však majú väčšiu výpovednú hodnotu pri ich porovnaní s priemernou nadmorskou výškou hydrogeologických štruktúr, ktoré odvodňujú. Priemerný rozdiel týchto hodnôt vo všetkých štruktúrach je 104 m (aritmetické priemery), resp. 108 m (mediány). Jednotlivé tektonické jednotky sa od seba mierne líšia (pozri tab. 5.25), ale podstatným faktorom ovplyvňujúcim tento vzťah je geometrická pozícia štruktúry vo vzťahu k erozívnej báze. V tých hydrogeologických štruktúrach, v ktorých triasové karbonáty budujú vrcholové/hrebeňové časti pohoria a ich odvodňovanie nastáva na kontakte s menej priepustným podložím pri ich okrajoch, je tento rozdiel najväčší. Najmarkantnejším príkladom sú hydrogeologické štruktúry Kopy (hronikum, s rozdielom priemernej nadmorskej výšky štruktúry a mediánovej výšky prameňov 254 m), Suchý vrch – Koniarky (hronikum, 160 m), Beňkova – Brdce a Vrchmúr – Podhradie (veporikum, 174 a 185 m), Prieložnica – Kľak (tatrikum, 242 m) a Kornietovej (tatrikum, 183 m). Naopak, v hydrogeologických štruktúrach Podborišovská, Kantora a Starej Bôrovej, ktoré sú väčšinou svojej plochy v blízkosti erozívnej bázy – dna údolí (s drenážnym potenciálom vo vzťahu k okoliu), je tento rozdiel minimálny. V hydrogeologickej štruktúre Kantora je to 13 m, v Podborišovskej 10 m a v prípade štruktúry Starej Bôrovej sú dokonca vývery situované v jej vyššej časti, takže rozdiel jej nadmorskej výšky a mediánovej výšky prameňov je –19 m.

Zaujímavý je aj vzťah teploty vyvierajúcej podzemnej vody a nadmorskej výšky výverov. V tomto prípade by bolo metodicky správnejšie analyzovať vzťah teploty vody a priemernej nadmorskej výšky infiltračných oblastí, no určiť ich (približný) rozsah v každom z výverov je sizyfovská činnosť. Korelačný vzťah medzi priemernou teplotou vyvierajúcej vody a priemernou nadmorskou výškou výverov celých štruktúr z tab. 5.25, ako aj mediánmi nadmorskej výšky výverov z tej istej tabuľky je však veľmi slabý. Podobne je to aj v prípade snahy o koreláciu priemernej nadmorskej výšky celých štruktúr s teplotou vody. Vo všetkých prípadoch dostávame hodnoty koeficientu korelácie od –0,25 do +0,37. Príčinu vidíme v hlbšom obehú podzemnej vody v triasových karbonátoch. Rozsah vertikálnych možností priestorového obehu vody v karbonátových hydrogeologických štruktúrach zmazáva korelovateľnosť nadmorskej výšky výveru s teplotou vyvierajúcej vody. Pri všetkých vymedzených horninových typoch a z nich vyvierajúcich vrstvových a puklinových prameňoch v celej západnej časti pohoria Veľkej Fatry sú tieto vzťahy jednoznačnejšie, s koeficientom korelácie –0,56 a gradientom teploty –0,48 °C na 100 m nadmorskej výšky, čo zodpovedá známym hodnotám gradientu priemernej ročnej teploty zhruba –0,5 °C na 100 m.

Tab. 5.23. Zoznam hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov v západnej časti Veľkej Fatry, charakterizovaných najmä krasovo-puklinovou priepustnosťou, ich plocha, priemerná nadmorská výška a počet k nim prináležiacich prameňov s ich sumárnou výdatnosťou [ $l \cdot s^{-1}$ ] a jednorazovým merným odtokom podzemnej vody vo forme prameňov [ $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ].

Hydrogeologická štruktúra	Plocha [ $km^2$ ]	Priemerná nadmorská výška [m]	Počet prameňov [–]	Sumárny odtok z prameňov [ $l \cdot s^{-1}$ ]	Jednoraz. merný odtok z pram. [ $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ]
triasových karbonátov hronika oblasti kóty 1 187 Kopa ( <b>Kopy</b> )	15,538	746	61	152,42	9,81
triasových karbonátov hronika v oblasti Pod Lučencom v. od Sklabine ( <b>Pod Lučencom</b> )	0,187	701	3	0,19	0,99
triasových karbonátov hronika medzi Suchým vrchom (1 550 m n. m.) a Koniarkami ( <b>Suchý vrch – Koniarky</b> )	*2,359	1340	9	2,98	1,26
triasových karbonátov hronika v širokom okolí kóty 1 373 Tlístá ( <b>Tlístej</b> )	*122,814	872	711	714,00	5,81
Hydrogeologické štruktúry <b>hronika</b>	<b>140,898</b>	<b>866</b>	<b>784</b>	<b>869,59</b>	<b>6,17</b>
triasových karbonátov veporika medzi kótou 1 240 Chládkové a dolinou Niž. Krátko ( <b>Chládkové – Nižné Krátko</b> )	5,432	895	45	42,63	7,85
triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 045 Beňkova (Viecha) a 1 126 Brdce ( <b>Beňkova – Brdce</b> )	4,364	799	25	7,25	1,66
triasových karbonátov veporika medzi kótou 890 Vrchmúr (Smrekové) a Podhradím ( <b>Vrchmúr – Podhradie</b> )	1,603	700	9	38,57	24,06
triasových karbonátov veporika v oblasti Katovej skaly ( <b>Katovej skaly</b> )	3,036	721	20	41,97	13,83
triasových karbonátov veporika v oblasti Starej Bôrovej ( <b>Starej Bôrovej</b> )	0,245	546	3	0,28	1,14
triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 043 Hrosková, 1 107 Osičné a 1 305 Štefanová medzi Necpalskou a Lubochnianskou dolinou ( <b>Hrosková – Osičné – Štefanová</b> ) – odkryté triasové karbonáty	34,455	916	**223	**819,93	**23,80
triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 043 Hrosková, 1 107 Osičné a 1 305 Štefanová medzi Necpalskou a Lubochnianskou dolinou (Hrosková – Osičné – Štefanová) – celá štruktúra	43,491	927	231	702,07	16,14
triasových karbonátov veporika v závere Necpalskej doliny, j. pod kótou 1 510 Boríšov (Podboríšovská)	0,942	1065	18	16,77	17,79
triasových karbonátov veporika v doline Teplice (Žarnovky) sv. od Hornej Štubne (dol. Teplice)	1,328	683		0,00	0,00
Hydrogeologické štruktúry <b>veporika</b>	<b>60,442</b>	<b>894</b>	<b>351</b>	<b>849,55</b>	<b>14,06</b>
triasových karbonátov tatrika v oblasti kóty 932 Kečka a dolinou Turecké na z. svahoch Lubochnianskej doliny (Kečka – Turecké)	0,840	678	17	7,86	9,35
triasových karbonátov tatrika medzi kótami 1 097 Prieložnica a 1 384 Kľak (Prieložnica – Kľak)	3,017	1059	28	15,03	4,98
triasových karbonátov tatrika v Kantorskej doline (Kantora)	0,219	613	5	1,51	6,88
triasových karbonátov tatrika medzi závermi Kormietovej a Jarabinskej doliny (Podjarabinská)	0,141	1183	10	3,13	22,26
triasových karbonátov tatrika medzi Kormietovou a Jarabinskou dolinou (Kormietovej)	1,204	986	20	11,39	9,46
triasových karbonátov tatrika v oblasti k. 987 Helena medzi dol. Kormietovou a Niž. Štefanovou (Heleny)	0,122	908	18	2,09	17,17
Hydrogeologické štruktúry <b>tatrika</b>	<b>5,542</b>	<b>968</b>	<b>98</b>	<b>41,01</b>	<b>7,40</b>
Všetky hydrogeologické štruktúry <b>spolu/priemer:</b>	<b>206,88</b>	<b>877</b>	<b>1 233</b>	<b>1 760,1</b>	<b>8,51</b>

\* plocha na hodnotenom (zmapovanom) území; \*\* započítané aj ponárajúce sa pramene v Belianskej doline

Tab. 5.24. Orientačná hydrologická bilancia hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov v západnej časti Veľkej Fatry na základe porovnania odhadu priemerných ročných efektívnych zrážok za roky 1951 – 1980 a merného odtoku podzemnej vody z prameňov za základe jednorazových pozorovaní počas hydrogeologickej dokumentácie. Pri prameňoch s dlhodobými pozorovaniami SHMÚ bola zohľadnená ich priemerná výdatnosť.

Hydrogeologická štruktúra	Priemer. roč. zrážky 1951 – 1980 [mm]	Priemer. roč. teplota vzduchu 1951 – 1980 [°C]	Priemer. roč. efek. zrážky 1951 – 1980 [mm]	Priemer. roč. efek. zrážky 1951 – 1980 [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Priemer. roč. potenc. odtok 1951 – 1980 [l . s <sup>-1</sup> ]	Sumárny odtok z prameňov [l . s <sup>-1</sup> ]	Jednoraz. mer. odtok z prameňov [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Bilancia+/- [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]
triasových karbonátov hronika oblasti kóty 1 187 Kopa ( <b>Kopy</b> )	869	5,8	298	9,46	147,0	152,42	9,81	+ 0,3
triasových karbonátov hronika v oblasti Pod Lučencom v. od Sklabine ( <b>Pod Lučencom</b> )	911	6,1	339	10,76	2,0	0,19	0,99	- 9,8
triasových karbonátov hronika medzi Suchým vrchom (1 550 m n. m.) a Koniarkami ( <b>Suchý vrch – Koniarky</b> )	1 066	2,5	602	19,08	45,0	2,98	1,26	- 17,9
triasových karbonátov hronika v širokom okolí kóty 1 373 Tlístá ( <b>Tlístej</b> )	949	5,0	401	12,72	1561,6	714,00	5,81	- 7,0
Hydrogeologické štruktúry <b>hronika</b>	<b>942</b>	<b>5,0</b>	<b>393</b>	<b>12,46</b>	<b>1 755,6</b>	<b>869,59</b>	<b>6,17</b>	<b>- 6,4</b>
triasových karbonátov veporika medzi kótou 1 240 Chládkové a dolinou Nižné Krátko ( <b>Chládkové – Nižné Krátko</b> )	959	5,0	423	13,41	72,8	42,63	7,85	- 5,6
triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 045 Beňkova (Viecha) a 1 126 Brdce ( <b>Beňkova – Brdce</b> )	952	5,3	405	12,84	56,0	7,25	1,66	- 11,2
triasových karbonátov veporika medzi kótou 890 Vrchmúr (Smrekové) a Podhradím ( <b>Vrchmúr – Podhradie</b> )	905	5,7	344	10,90	17,5	38,57	24,06	+ 13,1
triasových karbonátov veporika v oblasti Katovej skaly ( <b>Katovej skaly</b> )	855	6,0	285	9,03	27,4	41,97	13,83	+ 4,7
triasových karbonátov veporika v oblasti Starej Bôrovej ( <b>Starej Bôrovej</b> )	791	6,6	201	6,38	1,6	0,28	1,14	- 5,3
triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 043 Hrosková, 1 107 Osičné a 1 305 Štefanová medzi Necpalskou a Lubochňanskou dolinou ( <b>Hrosková – Osičné – Štefanová</b> ) – odkryté triasové karbonáty	1 000	4,6	478	15,14	521,7	819,93	23,80	+ 8,6
triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 043 Hrosková, 1 107 Osičné a 1 305 Štefanová medzi Necpalskou a Lubochňanskou dolinou ( <b>Hrosková – Osičné – Štefanová</b> ) – celá štruktúra	1 000	4,7	474	15,04	654,3	702,07	16,14	+ 1,1
triasových karbonátov veporika v závere Necpalskej doliny j. pod kótou 1 510 Borišov ( <b>Podborišovská</b> )	1 075	3,5	584	18,50	17,4	16,77	17,79	- 0,8
triasových karbonátov veporika v doline Teplice (Žamovky) sv. od Hornej Štubne ( <b>doliny Teplice</b> )	888	6,1	293	9,29	12,3	-	-	- 9,3
Hydrogeologické štruktúry <b>veporika</b>	<b>981</b>	<b>4,9</b>	<b>448</b>	<b>14,22</b>	<b>859,4</b>	<b>849,55</b>	<b>14,06</b>	<b>- 0,2</b>

Tab. 5.24 – pokračovanie.

Hydrogeologická štruktúra	Priemer. roč. zrážky 1951 – 1980 [mm]	Priemer. roč. teplota vzduchu 1951 – 1980 [°C]	Priemer. roč. efek. zrážky 1951 – 1980 [mm]	Priemer. roč. efek. zrážky 1951 – 1980 [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Priemer. roč. potenc. odtok 1951 – 1980 [l . s <sup>-1</sup> ]	Sumárny odtok z prameňov [l . s <sup>-1</sup> ]	Jednoraz. mer. odtok z prameňov [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Bilancia+/- [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]
triasových karbonátov tatrika v oblasti kóty 932 Kečka a dolinou Turecké na z. svahoch Lubochnianskej doliny ( <b>Kečka – Turecké</b> )	972	5,7	411	13,02	10,9	7,86	9,35	- 3,7
triasových karbonátov tatrika medzi kótami 1 097 Prieložnica a 1 384 Klak ( <b>Prieložnica – Klak</b> )	967	3,7	475	15,05	45,4	15,03	4,98	- 10,1
triasových karbonátov tatrika v Kantorskej doline ( <b>Kantora</b> )	903	6,0	331	10,51	2,3	1,51	6,88	- 3,7
triasových karbonátov tatrika medzi závermi Kormietovej a Jarabinskej doliny ( <b>Podjarabinská</b> )	998	4,0	498	15,79	2,2	3,13	22,26	+ 6,4
triasových karbonátov tatrika medzi Kormietovou a Jarabinskou dolinou ( <b>Kormietovej</b> )	1 020	4,5	504	15,98	19,2	11,39	9,46	- 6,6
triasových karbonátov tatrika v oblasti kóty 987 Helena medzi dolinami Kormietovou a Nižnou Štefanovou ( <b>Heleny</b> )	1 040	4,9	515	16,30	2,0	2,09	17,17	+ 0,8
Hydrogeologické štruktúry <b>tatrika</b>	<b>979</b>	<b>4,3</b>	<b>467</b>	<b>14,81</b>	<b>82,1</b>	<b>41,01</b>	<b>7,40</b>	<b>- 7,5</b>
Všetky hydrogeologické štruktúry <b>spolu/priemer:</b>	<b>954</b>	<b>5,0</b>	<b>411</b>	<b>13,04</b>	<b>2 697,1</b>	<b>1 760,1</b>	<b>8,51</b>	<b>- 4,6</b>

Tab. 5.25. Základné štatistické charakteristiky vybraných vlastností prameňov vyvierajúcich v hydrogeologických štruktúrach triasových karbonátov v západnej časti Veľkej Fatry.

Hydrogeologická štruktúra	Priemerná výdatnosť prameňov [l . s <sup>-1</sup> ]	Medián výdatnosti prameňov [l . s <sup>-1</sup> ]	Priemerná T vody prameňov [°C]	Medián T vody prameňov [°C]	Priemerná EC vody prameňov [µS . cm <sup>-1</sup> ]	Medián EC vody prameňov [µS . cm <sup>-1</sup> ]	Priemerná nadmor. výška prameňov [m]	Medián nadmor. výšky prameňov [m]
triasových karbonátov hronika oblasti kóty 1 187 Kopa (Kopy)	2,50	0,51	7,9	7,8	416	398	515	492
triasových karbonátov hronika v oblasti Pod Lučencom v. od Sklabine (Pod Lučencom)	0,06	0,08	9,8	9,7	481	505	623	620
triasových karbonátov hronika medzi Suchým vrchom (1 550 m n. m.) a Koniarkami (Suchý vrch – Koniarky)	0,33	0,23	6,0	4,9	321	326	1 201	1 180
triasových karbonátov hronika v širokom okolí k. 1 373 Tlístá (Tlístej)	1,00	0,20	8,5	8,3	395	383	757	755
Hydrogeologické štruktúry <b>hronika</b>	<i>1,11</i>	<i>0,21</i>	<i>8,5</i>	<i>8,3</i>	<i>396</i>	<i>385</i>	<i>743</i>	<i>750</i>
triasových karbonátov veporika medzi kótou 1 240 Chládkové a dolinou Niž. Krátko (Chládkové – Niž. Krátko)	0,95	0,20	8,7	8,5	424	409	753	760

Tab. 5.25 – pokračovanie.

Hydrogeologická štruktúra	Priemerná výdatnosť prameňov [l . s <sup>-1</sup> ]	Medián výdatnosti prameňov [l . s <sup>-1</sup> ]	Priemerná T vody prameňov [°C]	Medián T vody prameňov [°C]	Priemerná EC vody prameňov [µS . cm <sup>-1</sup> ]	Medián EC vody prameňov [µS . cm <sup>-1</sup> ]	Priemerná nadmor. výška prameňov [m]	Medián nadmor. výšky prameňov [m]
triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 045 Beňkova (Viecha) a 1 126 Brdce (Beňkova – Brdce)	0,29	0,15	9,1	8,8	425	426	635	625
triasových karbonátov veporika medzi kótou 890 Vrchmúr (Smrekové) a Podhradím (Vrchmúr – Podhradie)	4,29	0,31	9,9	10,7	516	556	576	515
triasových karbonátov veporika v oblasti Katovej skaly (Katovej skaly)	2,10	0,22	8,9	9,0	516	514	622	638
triasových karbonátov veporika v oblasti Starej Bôrovej (Starej Bôrovej)	0,09	0,10	10,0	9,6	515	440	551	565
<i>triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 043 Hrosková, 1 107 Osičnô a 1 305 Štefanová medzi Necpalskou a Lubochnianskou dolinou (Hrosková – Osičnô – Štefanová) – odkryté triasové karbonáty</i>	3,68	0,18	8,6	8,2	376	361	860	860
triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 043 Hrosková, 1 107 Osičnô a 1 305 Štefanová medzi Necpalskou a Lubochnianskou dolinou (Hrosková – Osičnô – Štefanová) – celá štruktúra	3,68	0,18	8,6	8,2	376	361	860	860
triasových karbonátov veporika v závare Necpalskej doliny j. pod kótou 1 510 Borišov (Podborišovská)	0,93	0,15	6,9	7,1	348	349	1 038	1 055
triasových karbonátov veporika v doline Teplice (Žarnovky) sv. od Hornej Štubne (doliny Teplice)								
<b>Hydrogeologické štruktúry veporika</b>	2,82	0,19	8,6	8,3	399	375	820	825
triasových karbonátov tatrika v oblasti kóty 932 Kečka a dolinou Turecké na z. svahoch Lubochnianskej doliny (Kečka – Turecké)	0,46	0,20	9,2	9,0	393	394	597	610
triasových karbonátov tatrika medzi kótami 1 097 Prieložnica a 1 384 Klak (Prieložnica – Klak)	0,54	0,20	9,9	9,1	563	429	809	818
triasových karbonátov tatrika v Kantorskej dol. (Kantora)	0,30	0,21	8,8	8,7	432	412	597	600
triasových karbonátov tatrika medzi závermi Kormietovej a Jarabinskej doliny (Podjarabinská)	0,31	0,10	8,2	6,3	292	296	1 082	1 085
triasových karbonátov tatrika medzi Kormietovou a Jarabinskou dolinou (Kormietovej)	0,57	0,21	9,5	9,2	349	364	813	803
triasových karbonátov tatrika v oblasti kóty 987 Helena medzi dolinami Kormietovou a Nižnou Štefanovou (Heleny)	0,12	0,10	8,6	8,1	328	348	860	858
Hydrogeologické štruktúry tatrika	0,42	0,17	9,2	8,7	411	363	799	818
Všetky hydrogeologické štruktúry <b>spolu/priemer</b>	1,43	0,20	8,6	8,3	398	381	769	765

## Obeh podzemnej vody v hydrogeologických štruktúrach triasových karbonátov mezozoika hronika

V západnej časti Veľkej Fatry zaberajú hydrogeologické štruktúry triasových karbonátov hronika 140,898 km<sup>2</sup>, t. j. 71 % z celkovej plochy 197,85 km<sup>2</sup> odkrytých karbonátov. Podzemná voda viazaná na vápence a dolomity stredného a vrchného triasu v hydrogeologických štruktúrach tektonickej jednotky hronika tvorí významnejšie akumulácie najmä na severe hodnoteného územia západnej časti Veľkej Fatry v oblasti medzi Krpeľanmi a Ľubochňou (v hydrogeologickej štruktúre triasových karbonátov hronika v oblasti kóty 1 187 Kopa s rozlohou 15,538 km<sup>2</sup>) a na juhu územia v hydrogeologickej štruktúre triasových karbonátov hronika v širokom okolí kóty Tlstá (1 373) na juhozápade pohoria, kde zásluhou svojej, na západokarpatské pomery mimoriadne rozsiahlej súvislej rozlohy 122,814 km<sup>2</sup> (na ploche západnej časti Veľkej Fatry, inak má celkovú rozlohu 152,020 km<sup>2</sup>) vytvárajú samostatný hydrogeologický rajón M 023 Mezozoikum chočského príkrovu západnej časti Veľkej Fatry. Prvú, plošne ucelenú a rozsiahlu priestorovú akumuláciu stredno- a vrchnotriasových karbonátov tektonickej jednotky hronika nachádzajúcu sa v oblasti kóty 1 187 Kopa medzi Krpeľanmi, Kral'ovanmi a Ľubochňou budeme zjednodušene označovať ako *hydrogeologickú štruktúru Kopy*. Druhú zo spomínaných kryh dolomitov a vápencov hronika – necpalského a štureckého príkrovu – medzi Necpalmi, Mošovcami, Blatnicou, Hájom, Čremošným, Harmancom a kótou Kráľova studňa v širokom okolí kóty 1 373 Tlstá budeme skrátene označovať ako *hydrogeologickú štruktúru Tlstej*. Stavba tejto, pôvodne jednoduchej, zdanlivo subhorizontálnej, resp. mierne na SZ sklonenej dosky vápencov a dolomitov je však skomplikovaná priebehom osí antiklinálnych výzdvihov nepriepustného podložja slienitých spodnokriedových regionálnych izolátorov patriacich ku krížňanského príkrovu – veporiku. To spôsobilo, že časť podzemnej vody nepostupuje až k najnižšiemu miestu hydrogeologickej štruktúry na jej západnom okraji, ale ju drénujú povrchové toky alebo vystupuje v prameňoch aj v strede samotnej štruktúry (najmä v Blatnickej a Gaderskej doline). Ďalšia časť podzemnej vody pravdepodobne prestupuje do priepustných neogénnych klastík tvoriacich sedimentárnu výplň Turčianskej kotliny (Kullman a Gazda, 1973). Na samotnom západnom okraji tejto veľkej karbonátovej štruktúry sú potom významnejšie výstupy vody v prameňoch a prestupy do povrchových tokov v oblasti Mošoviec a Blatnice (Šalagová et al., 1992). Od územia medzi Kráľovou studňou (kóta 1 374) a vyústením Harmaneckého vrcholového tunela na jeho čremošnianskej strane prechádza tento mohutný komplex karbonátov hronika do tzv. harmaneckej synklinály (Kullman, 1990). Tá v zmysle citovaného autora siaha za geomorfologickú rozvodnicu do povodia Hrona až po úroveň údolia toku Bystrice, resp. je zakončená na jeho západných svahoch a siaha ďalej na JZ po kótu 1 022 Vápenica. Východným smerom za geomorfologickou rozvodnicou povodia Hrona je toto územie znázornené na hydrogeologickej mape východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999).

Okrem hydrogeologických štruktúr Kopy a Tlstej vyčleňujeme v západnej časti Veľkej Fatry ešte dve menšie štruktúry – triasových karbonátov hronika v oblasti Pod Lučencom východne od Sklabine (0,187 km<sup>2</sup>) a triasových karbonátov hronika medzi kótami 1 550 Suchý vrch a Koniarky (2,359 km<sup>2</sup>), situovanú na hlavnom veľkofatranskom hrebeni medzi Ostredkom (kóta 1 592) a Ploskou (kóta 1 532).

### Hydrogeologická štruktúra Kopy – hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov hronika v oblasti kóty 1 187 Kopa

Pri severnom okraji skúmaného územia západnej časti Veľkej Fatry južne od toku Váhu, resp. krpelianskej nádrže medzi Krpeľanmi, Kral'ovanmi, Ľubochňou a sedlom Fatra s centrom v oblasti kóty 1 187 Kopa sa nachádza hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov hronika, ktorú zjednodušene označujeme hydrogeologická štruktúra Kopy. Mohutný masív kóty Kopa (nadmorská výška 1 187,1 m) s plochou 15,538 km<sup>2</sup> je tvorený hrubým karbonátovým komplexom hronika: 78 % jeho odkrytej plochy tvoria dolomity, prevažne wettersteinské. Ramsauské dolomity vystupujú len v menších pruhoch pri severnom okraji. Zvyšných asi 22 % tvoria svetlé, sivobiele krinoidové gaderské vápence.

Horniny slienitých vápencov a bridlíc veporika – mraznické, osnické a vlkolínske súvrstvie (vrchná jura až spodná krieda) – tvoria bezprostredné podložie triasových dolomitov a vápencov hronika a na povrch vystupujú na severnom okraji v oblasti údolia Váhu. Podobne je to aj pri južnom okraji tejto

hydrogeologickej štruktúry, tu je však tento kontakt prekrytý zlepcami, brekciami a pieskovicami borovského súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu, predovšetkým na západ od sedla Fatra/Hore Fatrou. O paleogénnych zlepcoch borovského súvrstvia sa vo všeobecnosti zvykne predpokladať, že hydraulicky komunikujú s triasovými karbonátmi hronika, ich plocha však v tomto prípade do plochy hydrogeologickej štruktúry Kopy nebola zahrnutá. Dôvodom bola poloha významného výveru (vodárensky zachyteného zdroja s názvom Teplica, inde nazývaného aj Teplička, č. 2 104) na kontakte dolomitov stredného triasu hronika a borovského súvrstvia, ktorá pravdepodobne indikuje zníženú priepustnosť borovského súvrstvia v tejto oblasti. Na juhovýchode tvorí ohraničenie hydrogeologickej štruktúry tok Lubochnianky, na severozápade sa karbonáty hronika stretávajú priamo s vodami krpelianskej priehradnej nádrže.

Hydrogeologická štruktúra Kopy má v podstate veľmi jednoduchý spôsob obehu podzemnej vody. Vzhľadom na vrcholovú pozíciu dolomitov a vápencov na málo priepustnom podloží (tvorenom zväčša slienitými vápencami mraznického súvrstvia veporika) sa podzemná voda odvádza množstvom zostupných prameňov na litologickom rozhraní. Presná poloha tohto rozhrania (stredný trias/krieda) však nie je v teréne vždy rozoznateľná, pretože je prekrytá sutinami a sklzávajúcimi sa blokmi rigidných dolomitov. Podzemná voda prestupuje z karbonátov priamo do mohutných sutinovísk a mnoho prameňov, ktorých voda infiltrovala v karbonátoch, vyviera podstatne nižšie pod líniou litologického rozhrania, resp. príkrovovou líniou vyznačenou na mape. Smer prúdenia je určovaný sklonom málo priepustného kriedového podložia (najčastejšie mraznické súvrstvie). Poloha väčšiny prameňov pod litologickým rozhraním je teda spôsobená cirkuláciou podzemnej vody v rozvoľnených karbonátových sutinách, resp. v zóne pripovrchového rozvoľnenia slienitých vápencov a slieňov, čiže sutinovo-vrstvovým charakterom týchto prameňov.

Na základe starších prác sa predpokladalo, že s výnimkou prameňa Teplica v Krpeľanoch nie sú známe ďalšie miesta sústredeného odvodňovania tohto komplexu a že podzemná voda skryto napája alúvium rieky Váh (Kullman a Gazda, 1973). V celej „troske“ – kryhe chočského príkrovu s rozlohou  $17,6 \text{ km}^2$  – sa predpokladali prírodné zdroje podzemnej vody približne  $180 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (merný odtok podzemnej vody  $\sim 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), z ktorých formou prameňov by malo vystupovať na povrch len okolo  $50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a zhruba  $130 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  by malo unikať buď do vážskych náplavov a Krpelianskej priehrady, alebo prestupovať do sedimentov Turčianskej kotliny. Obdobné konštatovanie nájdeme aj v práci Zakoviča et al. (1990): pri mernom odtoku podzemnej vody  $12$  až  $13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  je infiltračná kapacita územia asi  $200 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a pretože sumár výdatnosti prameňov nepresahuje  $60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , zvyšok podzemnej vody musí niekam prestupovať. V podobnom duchu sa vyslovuje aj štúdia Méryovej (1985), vypracovaná v súvislosti s výstavbou diaľničného úseku diaľnice D1 Poluvsie – Ivachnová vo viacerých variantoch, z ktorých niektoré mali byť vedené tunelom cez oblasť vodného zdroja „Krpel'any“ (správnejšie Teplička/Teplica).

Keďže údaje o prameňoch vyskytujúcich sa v zatopenej oblasti z obdobia pred výstavbou vodného diela Krpeľany (1957) sa nám dosiaľ nepodarilo vypátrať, na zistenie prípadných skrytých výverov podzemnej vody do Váhu a vodnej nádrže sa vykonali 26. júna 2005 termometrické a rezistivimetrické merania vody pozdĺž úpätia vrchu Sokol (783 m n. m.). Vzhľadom na neprístupný bralnatý breh a hlbokú vodu sa merania robili z pramice. Posádku tvorili štyria ľudia: veliteľ navigátor, operátor konduktomera a dvaja veslári. Vykonali sa štyri plavby medzi priehradným telesom a meandrom v mieste východného portálu železničného tunela, a to v rôznych odstupoch pozdĺž ľavého brehu Váhu (obr. 5.13). Merania teploty vody a mernej elektrickej vodivosti sa robili konduktomerom WTW 340i, poloha sa zameriavala prístrojom NaviGPS. Súčasne sa vizuálne skúmal aj samotný breh rieky a hľadali sa prípadné pramene či vodné toky. V tom istom čase dvojica hydrogeológov mapovala príľahlé svahy vrchu Sokol. Merania prebiehali v čase od 9.30 do 16.30 hod. Dovedna sa urobilo 684 meraní teploty a vodivosti vody rieky, zdokumentovalo sa a indikovalo 5 výverov, resp. prítokov na brehu (obr. 5.13). Ako vidno z obr. 5.14, voda vyvierajúca v zmapovaných drobných prameňoch na brehu má oproti vode rieky často značne kontrastnú teplotu aj vodivosť. To by mohlo umožniť identifikáciu prejavov skrytých výverov, ale iba za predpokladu väčšej výdatnosti takýchto výverov vzhľadom na značné riedenie vo veľkom objeme vody rieky. Namerané údaje sa pri tvorbe schém na obr. 5.15 plošne interpolovali do rastra s veľkosťou bunky 2 m, čo je približne polovica minimálnej vzdialenosti medzi dvomi meraniami.



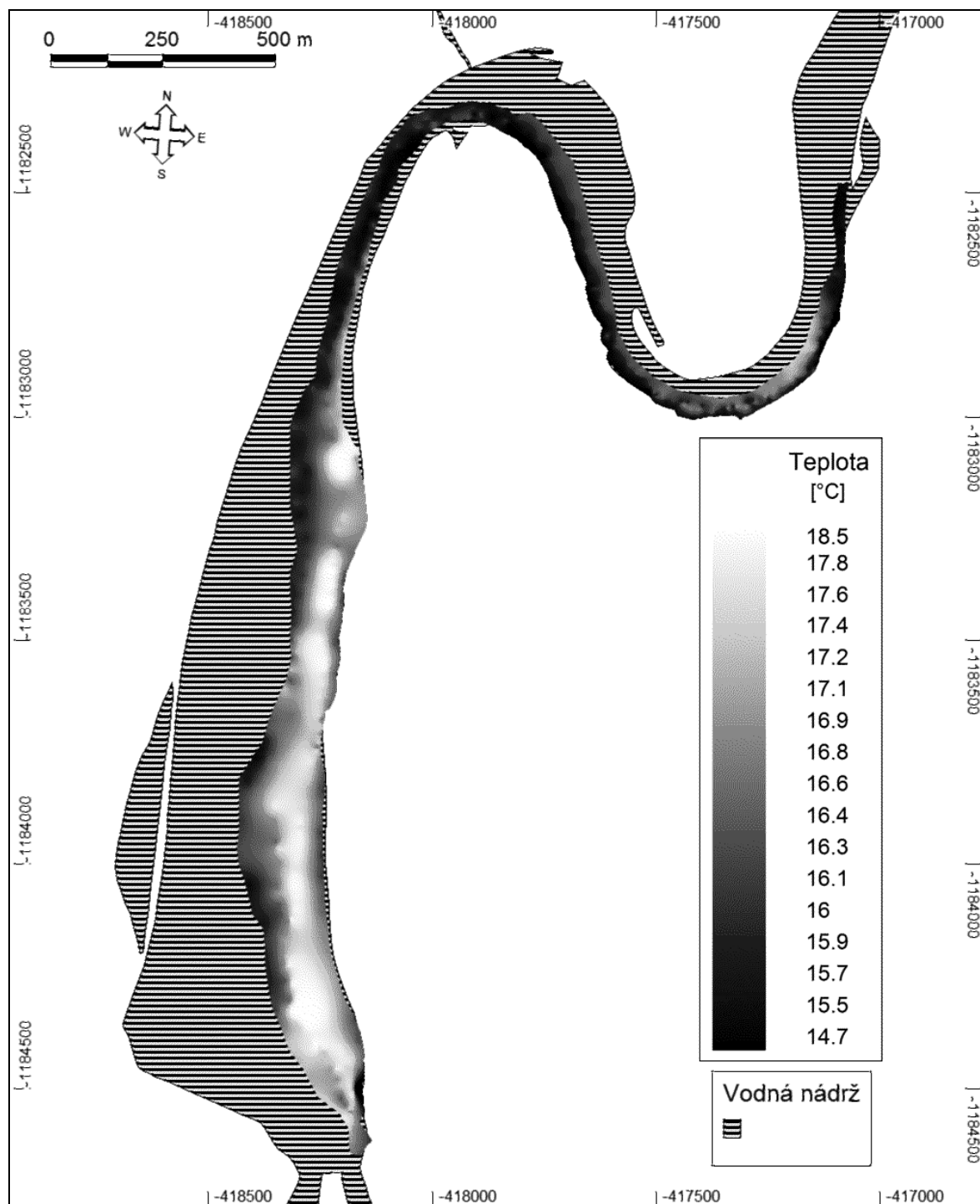
Obr. 5.13. Miesta termometrických a rezistivimetrických meraní na krpelianskej vodnej nádrži (biele krížiky) a zdokumentované pramene a prítoky (čierny krúžky s hodnotami vodivosti [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ], teploty [ $^{\circ}\text{C}$ ] a výdatnosti [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]) z 26. júna 2005.

Následne sme sa pokúsili vytypovať oblasti, kde by mohlo dochádzať k miešaniu vody rieky s chladnou a viac mineralizovanou podzemnou vodou. Na mapkách na obr. 5.15 sú znázornené typy vody podľa mernej elektrickej vodivosti a teploty a z nich boli následne vyselektované oblasti s možným výskytom skrytých prestupov podzemnej vody do rieky a krpelianskej vodnej nádrže (s najvyšším pomerom vodivosti a teploty), zvýraznené čiernou farbou oblasti. V týchto miestach je možné ovplyvnenie vlastností vody skrytými vývermi podzemnej vody. Skutočne, práve v týchto oblastiach bolo zmapovaných aj niekoľko drobných prameňov. V ostatných oblastiach abnormálne zvýšenie vodivosti ani zníženie teploty nebolo pozorované. Kvantita pozorovaných prestupov však bola malá ( $0,05 - 0,15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ )

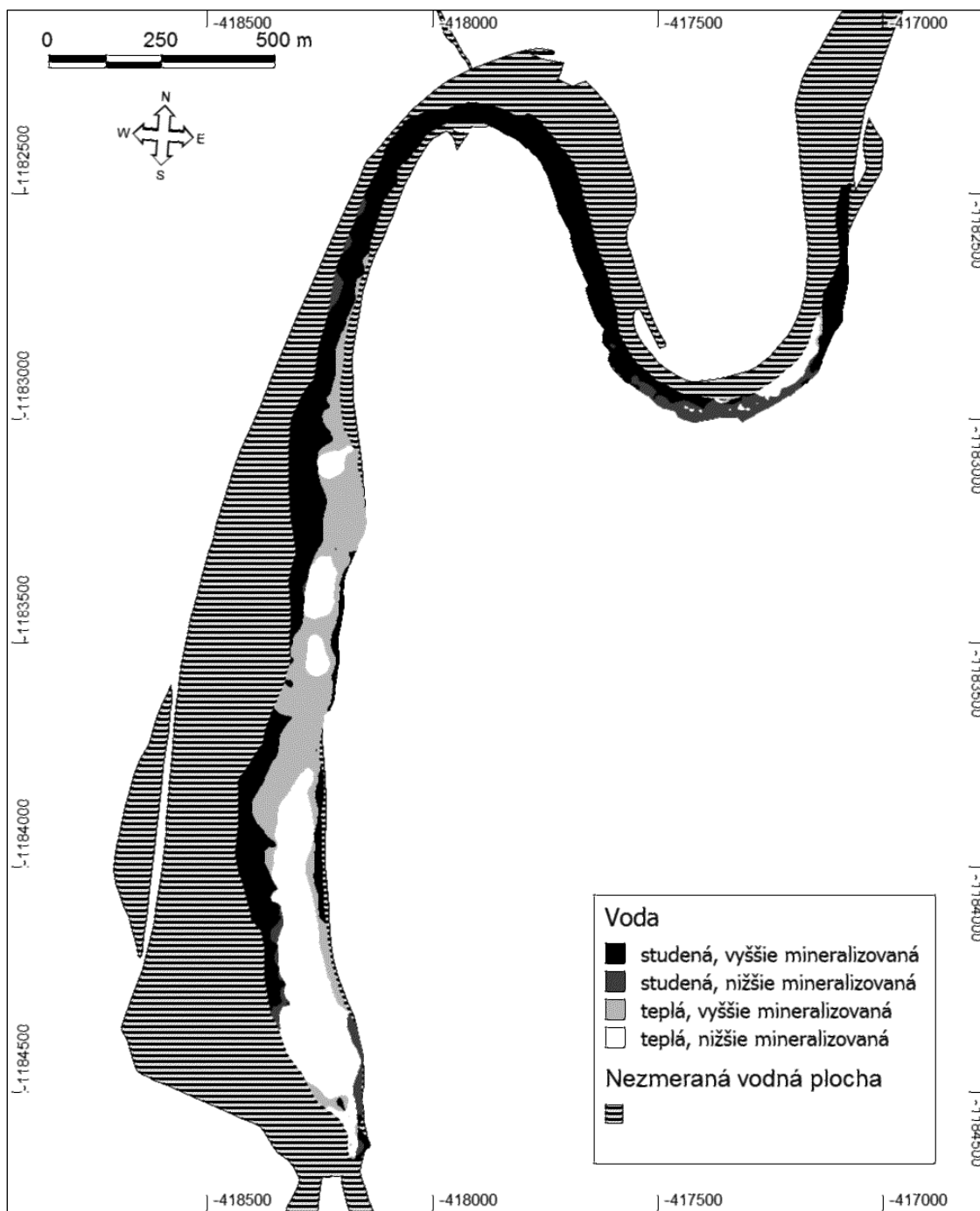


a pri porovnaní s ich prejavom na priebehu teploty a vodivosti v povrchovej vode predpokladáme, že prestupy väčšie ako rádovo niekoľko  $1 \cdot s^{-1}$  do toku Váhu a krpelianskej vodnej nádrže nemožno očakávať.

Podobne bolo možné predpokladať skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku v oblasti, kde riečny tok Ľubochnianky v oblasti Ľubochny prechádza karbonátmi hronika hydrogeologickej štruktúry Kopy. Na zistenie spôsobu vzájomnej komunikácie podzemnej a povrchovej vody sme v roku 2006 zrealizovali tri série meraní prietoku. Polohy hydrometrických profilov sú znázornené na obr. 5.16, výsledky merania prietoku Ľubochnianky v oblasti Ľubochny sú zhrnuté v tab. 5.26.



Obr. 5.14. Mapy teploty vody a mernej elektrickej vodivosti vody podľa termometrických a rezistivimetrických meraní na krpelianskej vodnej nádrži zo dňa 26. júna 2005.



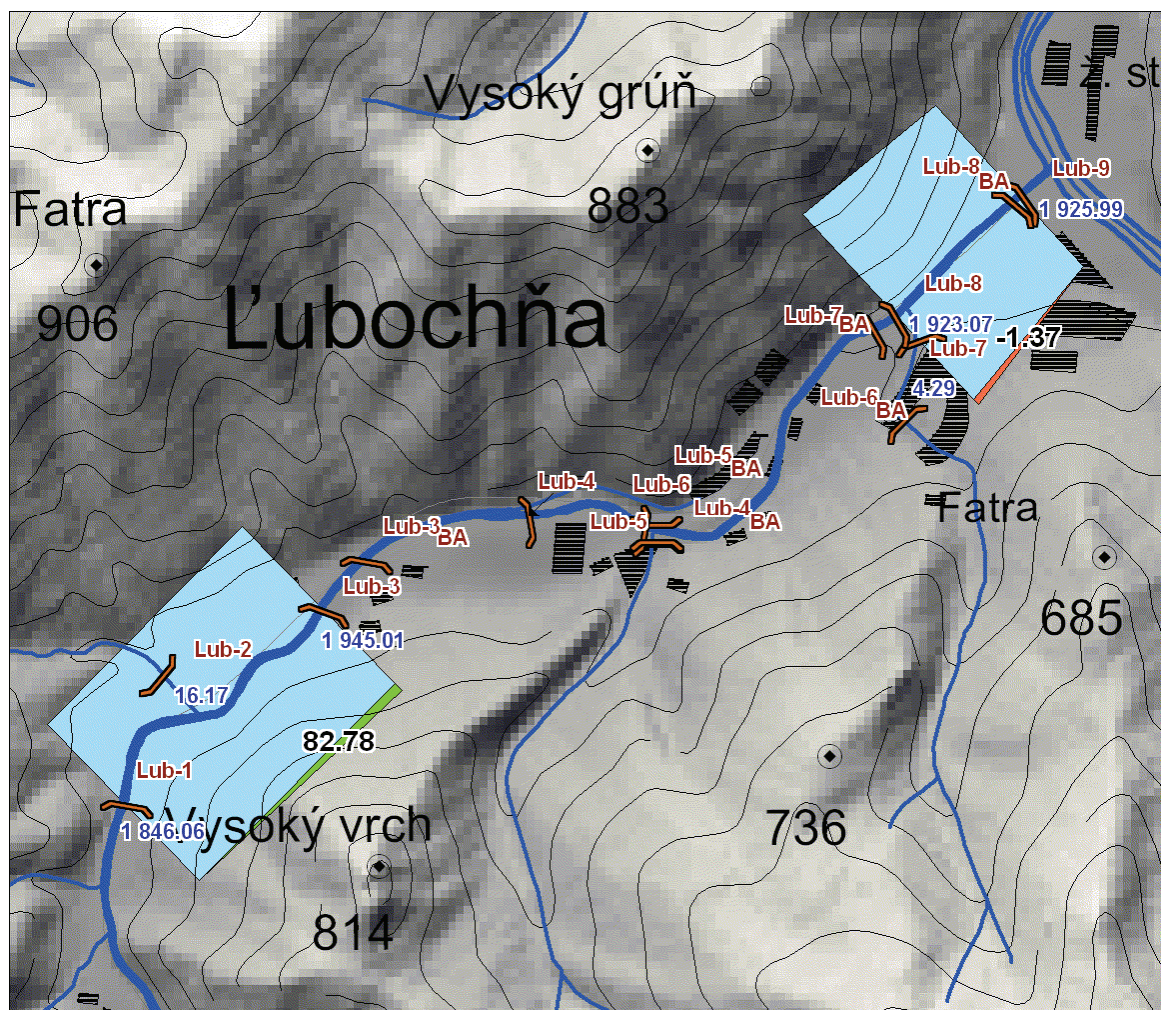
Obr. 5.15. Typy vody podľa mernej elektrickej vodivosti a teploty a oblasti s možným výskytom skrytých prestupov podzemnej vody do rieky a krpelianskej vodnej nádrže na základe termometrických a rezistivimetrických meraní zo dňa 26. júna 2005.

Tab. 5.26. Výsledky merania prietoku Ľubochnianky v oblasti Ľubochnie v roku 2006 – polohy hydrometrických profilov sú zrejme z obr. 5.16.

Profil	Tok	Prietok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok s chybou 5 % [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/úbytok na tomto úseku Ľubochnianky spolu [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/úbytok na úseku spolu s chybou 5 % [l . s <sup>-1</sup> ]
23. 6. 2006						
Lub-1	Ľubochnianka – hlavný tok	1 846,06				
Lub-2	Ľubochnianka – prítok	16,17				
Lub-3	Ľubochnianka – hlavný tok	1 945,01	<b>82,78</b>	–		
Lub-8	Ľubochnianka – hlavný tok	1 923,07	<b>-21,94</b>	–		

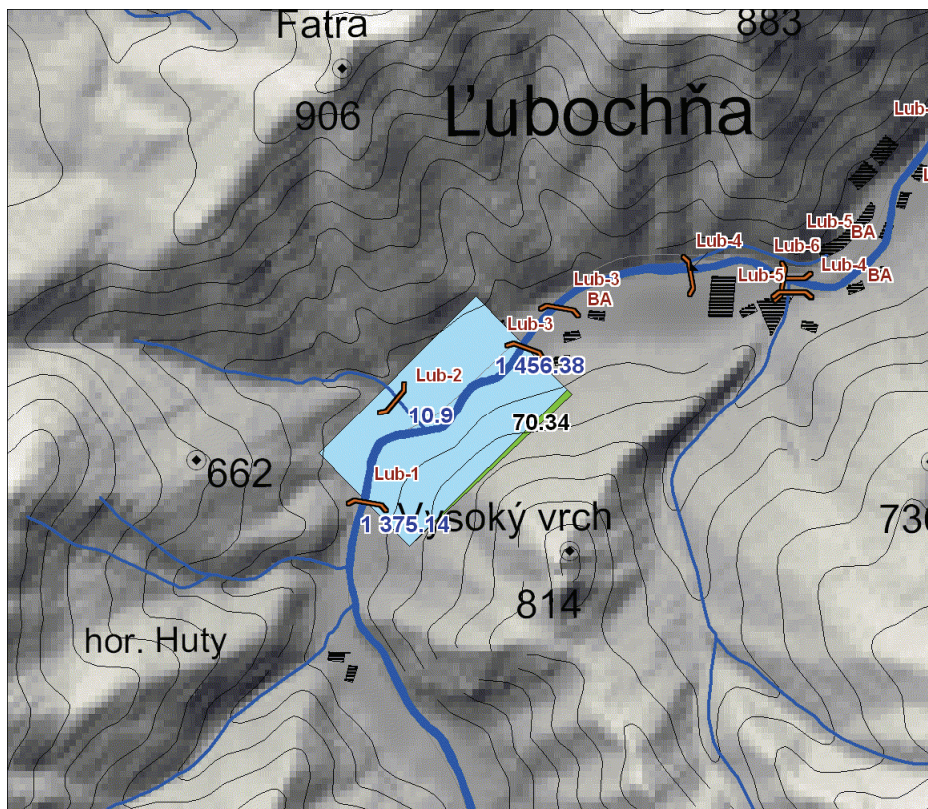
Tab. 5.25 – pokračovanie.

Profil	Tok	Prietok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok s chybou 5 % [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/úbytok na tomto úseku Lubochnianky spolu [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/úbytok na úseku spolu s chybou 5 % [l . s <sup>-1</sup> ]
Lub-7	Lubochnianka – prítok	4,29				
Lub-9	Lubochnianka – hlavný tok	1 925,99	<b>-1,37</b>	–	<b>59,47</b>	
10. 7. 2006 – 11. 7. 2006						
Lub-1	Lubochnianka – hlavný tok	1 375,14				
Lub-2	Lubochnianka – prítok	10,90				
Lub-3	Lubochnianka – hlavný tok	1 456,38	<b>70,34</b>	–		
Lub-8	Lubochnianka – hlavný tok	1 531,35	<b>74,97</b>	–		
Lub-7	Lubochnianka – prítok	0,66				
Lub-9	Lubochnianka – hlavný tok	1 495,11	<b>-36,90</b>	–	<b>108,41</b>	
15. 7. 2006						
Lub-1	Lubochnianka – hlavný tok	1 464,14				
Lub-2	Lubochnianka – prítok	5,35				
Lub-3 <sub>BA</sub>	Lubochnianka – hlavný tok	1 409,81	<b>-59,68</b>	–		
Lub-7 <sub>BA</sub>	Lubochnianka – hlavný tok	1 529,16	<b>119,35</b>	<b>42,89</b>		
Lub-6 <sub>BA</sub>	Lubochnianka – prítok	3,53				
Lub-8 <sub>BA</sub>	Lubochnianka – hlavný tok	1 523,12	<b>-9,57</b>	–	<b>50,10</b>	<b>42,89</b>

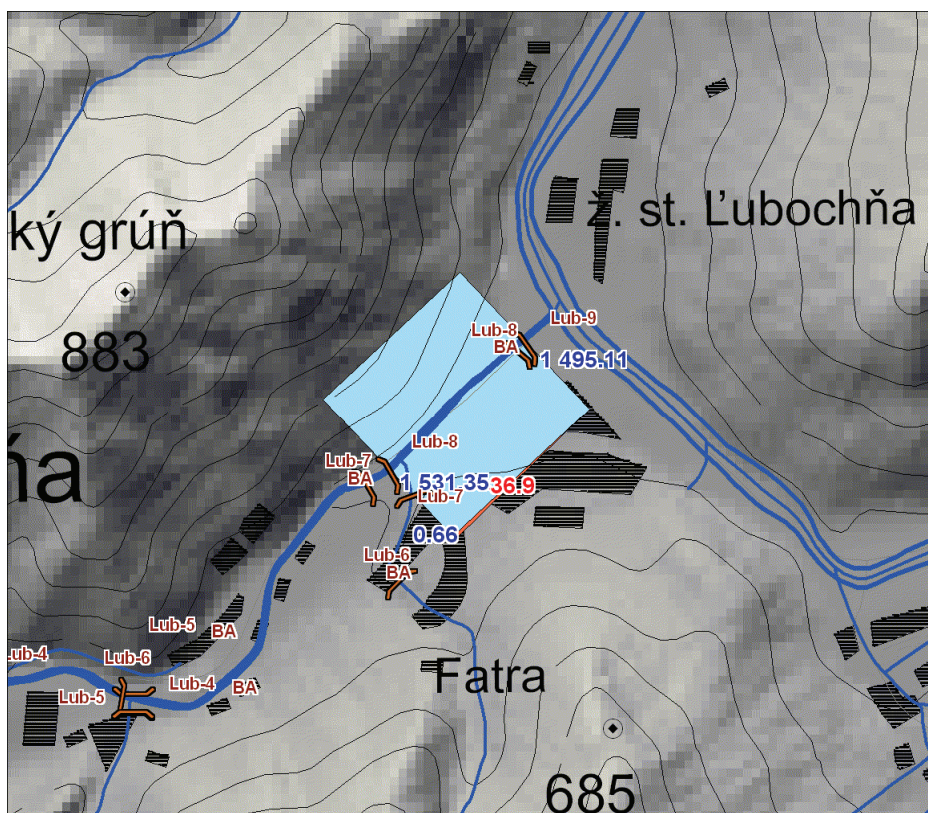


Obr. 5.16. Hydrogeologická štruktúra Kopy – polohy hydrometrických profilov a grafické znázornenie výsledkov merania prietoku Lubochnianky v oblasti Lubochnie zo dňa 23. 6. 2006.





Obr. 5.17a. Hydrogeologická štruktúra Kopy – polohy hydrometrických profilov a grafické znázornenie výsledkov merania prietoku Ľubochnianky v oblasti Ľubochne z dňa 10. 7. 2006.



Obr. 5.17b. Hydrogeologická štruktúra Kopy – polohy hydrometrických profilov a grafické znázornenie výsledkov merania prietoku Ľubochnianky v oblasti Ľubochne zo dňa 11. 7. 2006.

Komplikáciu pri meraniach prietoku spôsobovala aktívna malá vodná elektráreň nad Ľubochňou, ktorá v hornej časti Ľubochne odvádzala vodu v potrubí a zasa ju vyvádzala späť do povrchového toku. Ako je však zrejmé z tab. 5.26, v oblasti Ľubochne by sme mohli očakávať skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku v množstve zhruba  $50,0 - 100,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (priemer  $72,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Veľkosť prietoku a potenciálna chyba meraní však neumožňuje vyvodiť tieto závery – po odčítaní chyby  $\pm 5 \%$  je väčšina zistených prírastkov spochybniteľná, s výnimkou merania medzi profilmi Lub-3<sub>BA</sub> a Lub-7<sub>BA</sub> 15. 7. 2006 – zistený prírastok  $+ 42,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (po odčítaní chyby). V každom prípade však možno predpokladať, že časť podzemnej vody hydrogeologickej štruktúry Kopy je skôr než na sever do nádrže a koryta Váhu drénovaná smerom na východ do Ľubochnianky v oblasti Ľubochne, kde skryto prestupuje do povrchového toku.

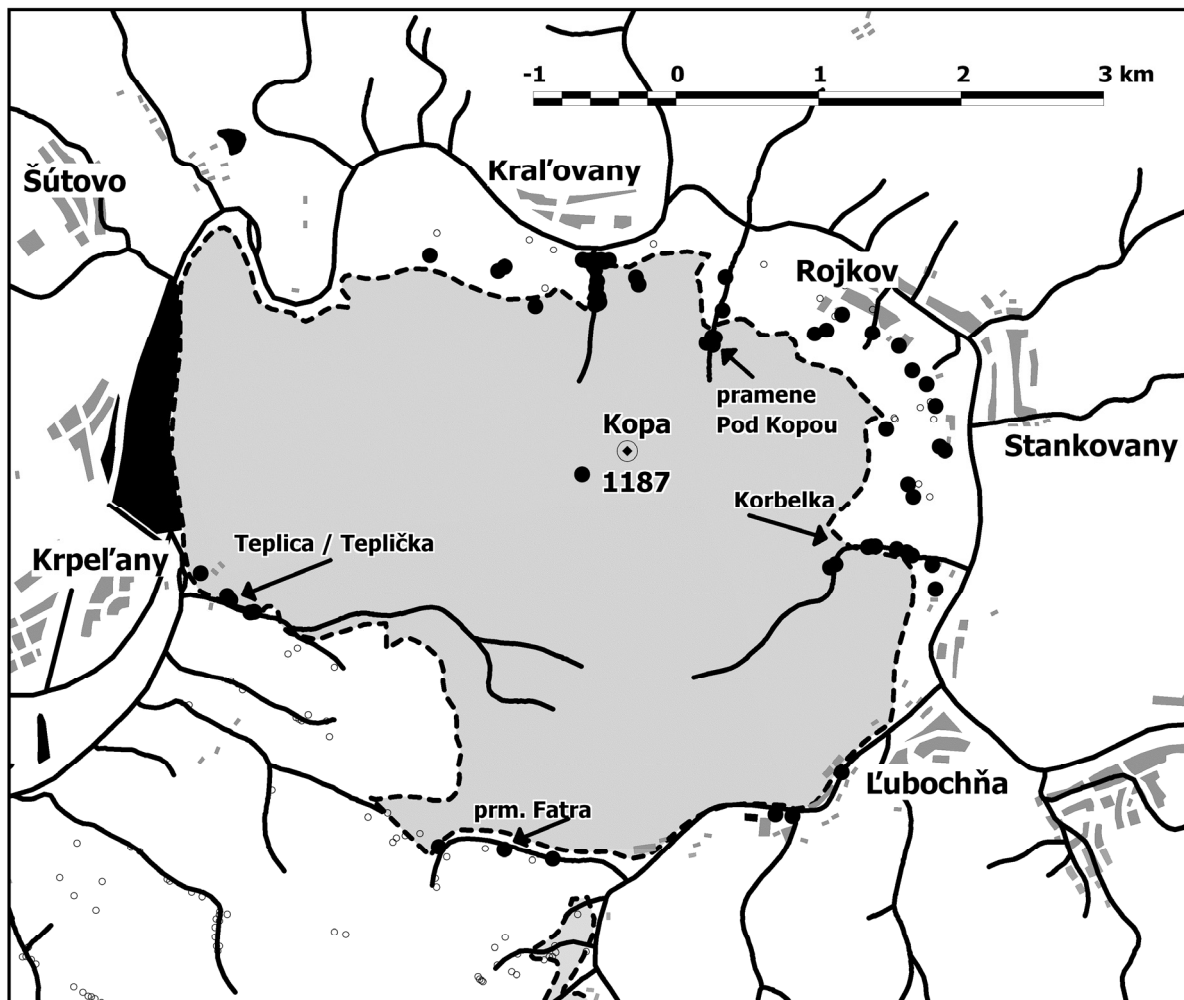
Ak skúmame výsledky hydrogeologickej dokumentácie, k hydrogeologickej štruktúre Kopy bolo priradených spolu 61 prameňov so sumárnou výdatnosťou  $152,42 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Z väčších prameňov s výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  to boli najmä vývery zdokumentované pod číslami 2 054, 2 104, 2 444, 2 540, 2 630, 2 632, 2 702, 2 704, 2 707, 2 713, 2 714, 2 715, 2 726, 2 729, 2 738 a 2 739. Jednorazový merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov z tejto štruktúry má potom hodnotu  $9,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Zisťujeme, že hodnoty celkového odtoku vo forme prameňov napriek klimaticky suchému obdobiu v júli 2005 asi trojnásobne prevyšujú hodnoty predchádzajúcich autorov (evidovaný odtok  $\sim 50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Túto skutočnosť si môžeme vysvetliť predovšetkým veľkým množstvom relatívne výdatných, ale v teréne rozptýlených prameňov po obvode hydrogeologickej štruktúry Kopy, ktoré v štádiu hydrogeologického mapovania do úrovne máp 1 : 200 000, resp. použitej podkladovej mierky 1 : 50 000 nebolo možné efektívne podchytiť. Napokon, sumárna výdatnosť najväčších prameňov – zachytených a využívaných ako vodárenských zdrojov – Korbelka (č. 2 721;  $0,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), ale najmä Fatra (č. 2 540;  $10,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), Pod Kopou (č. 2 702;  $16,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a Teplička/Teplica v Krpel'anoch (č. 2 104;  $53,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), je  $81,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . To približne zodpovedá dávnejším predstavám o evidovanom odtoku podzemnej vody. Celkový schematický obrys hydrogeologickej štruktúry Kopy a orientačná poloha zdokumentovaných prameňov spolu s vyznačením najdôležitejších, vodárensky využívaných zdrojov je na obr. 5.18.

Získané hodnoty odtoku zo štruktúry v priebehu hydrogeologického mapovania, merania prietoku a termometrických a rezistivimetrických meraní na Váhu a krpelianskej priehradnej nádrži sme sa snažili porovnať s hodnotami merného odtoku podzemnej vody očakávanými podľa výpočtov efektívnej infiltrácie (Švasta a Malík, 2006). Na základe dlhodobých priemerov zrážkových úhrnov a teploty extrapolovaných podľa morfológie reliéfu dostávame v oblasti, ktorú zaberá hydrogeologická štruktúra Kopy, priemerné ročné efektívne zrážky  $298 \text{ mm}$  ( $9,46 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Ak predpokladáme, že v horninovom prostredí vápencov a dolomitov je schopný infiltrácie celý objem efektívnych zrážok, môžeme potom z plochy, ktorú štruktúra zaberá, očakávať celkový odtok podzemnej vody okolo  $147,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  z celej plochy. Je to hodnota veľmi blízka hodnote  $152,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , zdokumentovanej v odtoku z prameňov. Na základe uvedených prác sa nepotvrdil starší predpoklad, že podzemná voda triasových karbonátov hronika v oblasti kóty Kopa (1 187) vo väčšom množstve skryto prestupuje do iných území. Potenciálne skryté prestupy podzemnej vody sú ešte pravdepodobné do povrchového toku Ľubochnianky v oblasti Ľubochne, výsledky termometrických a rezistivimetrických meraní na krpelianskej priehradnej nádrži významnejšie prestupy nepreukázali. Dokumentácia všetkých prameňov viazaných na prostredie hydrogeologickej štruktúry Kopy ( $15,538 \text{ km}^2$ ) ukázala, že merný odtok podzemnej vody  $9,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  vo forme prameňov je v súlade s priemernými ročnými efektívnymi zrážkami. Z tejto hydrogeologickej štruktúry odteká v zdokumentovaných prameňoch celkovo  $152,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  podzemnej vody. Spomedzi nich sú najvýznamnejšie vodárensky zachytené pramene č. 2 104 Teplička/Teplica v Krpel'anoch, ako aj pramene č. 2 702 Pod Kopou (Kraľovany), č. 2 540 Fatra a č. 2 721 Korbelka v Ľubochni.

Zachytený a vodárensky využívaný prameň Korbelka (č. 2 721 na hydrogeologickej mape aj na mape hydrogeologickej dokumentácie) mal podľa údajov Vodární Ružomberok za pozorované obdobie 2002 – 2005 výdatnosť v rozsahu  $0,30 - 1,89 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  s priemernou hodnotou  $0,72 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerný odber vody za toto obdobie bol  $0,08 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , hodnoty teploty vody sa nezaznamenávali. Podobne to bolo v prípade využívaného prameňa Rojkov nad obcou Rojkov (č. 2 738). Priemerná výdatnosť bola podľa vodární  $3,99 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $2,17 - 9,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), priemerný odber vody za pozorované obdobie 2002 – 2005 bol  $0,43 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V blízkosti Ľubochne sa nachádza aj prameň Fatra (č. 2 540), zachytený SEVAK



Ružomberok, v minulosti (v rokoch 1969 – 1970) pozorovaný SHMÚ. Výdatnosť  $Q$  a teplota vody z týchto starších pozorovaní SHMÚ boli v rozsahu 3,44 až 42,70 l · s<sup>-1</sup> s priemernou hodnotou 10,90 l · s<sup>-1</sup> a rozkyvom teploty vody 6,8 – 8,8 °C. Podľa pozorovaní Vodární Ružomberok za obdobie 2002 – 2005 bez údajov o teplote vody bola priemerná výdatnosť prameňa 2,63 – 17,20 l · s<sup>-1</sup>, jej priemer 7,62 l · s<sup>-1</sup> a priemerný odber vody na vodárenské zásobovanie bol spolu 1,76 l · s<sup>-1</sup>.



Obr. 5.18. Schematický obrys hydrogeologickej štruktúry triasových karbonátov hronika v oblasti kóty 1187 Kopa (hydrogeologickej štruktúry Kopy) s polohami zdokumentovaných prameňov a významnejšími vodárenskými zdrojmi.

Na ľavom brehu Váhu, relatívne vysoko nad obcou Krpel'any v nadmorskej výške 590 m – asi 150 m nad úrovňou lokálnej erozívnej bázy, vyteká v piatich zachytených výveroch zvedených do jednej zachytnej komory z gaderských vápencov hronika podzemná voda z rozsiahleho plošného prameniska Pod Kopou, zachyteného a využívaného Vodárňami v Dolnom Kubíne. Azda z tohto administratívneho dôvodu (ostatnú časť územia vodárensky spravujú vodárne z Martina a Ružomberka) neboli tieto pramene zdokumentované na predchádzajúcich hydrogeologických mapách územia. Podľa jednorazových pozorovaní zachyteného a nezachyteného množstva vyvierajúcej vody bola dňa 22. 7. 2005 (Kordík a Mikita, hydrogeologická dokumentácia) celková výdatnosť tohto puklinovo-krasového prameňa 25,5 l · s<sup>-1</sup> (z toho v záchyte 23,5 l · s<sup>-1</sup>, mimo šachty 2 l · s<sup>-1</sup>; celkovo bol prietok z prepadu pod šachtou a nezvedenej vody vodného zdroja do potoka odhadnutý na zhruba 5 l · s<sup>-1</sup>). Dňa 1. 8. 2006 (Kováčová, Malík a Gregor, hydrogeologická dokumentácia) bola celková výdatnosť 22,63 l · s<sup>-1</sup> (z toho 16,08 l · s<sup>-1</sup> v 4 rúrach do zbernej šachty a 6,55 l · s<sup>-1</sup> mimo šachty; celkovo bol sumárny výtok nevyužitej vody z prepadu a nezachytenej vody vodného zdroja do potoka asi 5 l · s<sup>-1</sup>). Podľa údajov Vodární z Dolného Kubína priemerný odber vody za roky 2002 – 2005 bol celkovo 18,5 l · s<sup>-1</sup> a sumárna minimálna výdatnosť piatich výverov, individuálne zachytených na ploche 40 x 80 m, bola 8,0 l · s<sup>-1</sup>.

Na západnej strane hydrogeologickej štruktúry Kopy nad obcou Krpeľany sa na kontakte wettersteinských dolomitov stredného triasu hronika a zlepcov, brekcií a pieskocov borovského súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu nachádza jej najvýdatnejší výver s názvom Teplica, v iných materiáloch nazývaný aj Teplička, na hydrogeologickej mape zdokumentovaný pod č. 2 104. V rokoch 1971 – 1993 bol tento prameň pozorovaný SHMÚ pod katalógovým číslom 606, pričom sa jeho výdatnosť pohybovala od 32,60 do 81,70 l . s<sup>-1</sup> a teplota vody od 7,0 do 9,5 °C. Jeho priemerná výdatnosť bola podľa údajov SHMÚ 53,50 l . s<sup>-1</sup> a priemerná teplota vody 8,3 °C. Neskôr bol prameň vodárensky zachytený a jeho správcom sa stali SeVaK Martin. Podľa údajov z martinských vodární sa výdatnosť prameňa Teplica/Teplička v rokoch 2002 – 2005 pohybovala od 31,50 do 48,10 l . s<sup>-1</sup>, priemerná výdatnosť bola 38,28 l . s<sup>-1</sup>. Priemerný odber vody za toto obdobie bol nízky, iba 1,78 l . s<sup>-1</sup>. Údaje sú bez hodnôt teploty vody, ktorú vodárne pravidelne nepozorovali. Údaje o výdatnosti prameňa SHMÚ umožnili zostavenie typickej výtokovej čiary prameňa, ktorá odzrkadľuje laminárny režim vytekania vody z prameňa, daný kombináciou dvoch subrežimov s laminárnym prúdením, charakterizovaným rozdielnymi koeficientmi vyprázdňovania podzemnej vody. Hodnoty koeficientov vyprázdňovania  $\alpha_1$  a  $\alpha_2$  sú vysoké. Závislosť výdatnosti od času začiatku vyprázdňovania môžeme matematicky opísať rovnicou

$$Q_t = 59,0 \cdot e^{-0,0019t} + 8,0 \cdot e^{-0,13t},$$

kde  $t$  je čas v dňoch [D].

Podľa Kullmana (1990) takéto typy výtokových čiar charakterizujú horninové prostredie s nerovnomerne rozvinutou sieťou puklín, s prevahou otvorených makropuklín, ako aj s možnosťou obmedzeného rozsahu krasových kanálov, pričom v extrémnych prípadoch môže v tomto type horninového prostredia dochádzať aj ku krátkodobým turbulentným prúdeniam. Pri takejto charakteristike porušnosti horninového prostredia je relatívne malé nebezpečenstvo potenciálneho zasiahnutia podzemnej vody väčším znečistením, s výnimkou blízkeho okolia záchytu. Prevláda skôr možnosť plošného vstupu znečistenia s predpokladom jeho retencie, fixácie a rozptýlenia. Pravdepodobnosť kontaminácie podzemnej vody záchytu je nízka, prípadne v nízkej koncentrácii po dlhší čas (Kullman, 2000).

### **Hydrogeologická štruktúra Pod Lučencom – triasových karbonátov hronika v oblasti Pod Lučencom východne od Sklabine**

V prípade hydrogeologickej štruktúry Pod Lučencom ide o malý výskyt triasových karbonátov nachádzajúci sa na ploche 0,187 km<sup>2</sup> na severnom úpätí kóty 1 041 Lučenec východne od Sklabine, resp. jv. od Sklabinského Podzámku na ľavom brehu Kantorského potoka. Z tejto plochy odteká podzemná voda iba z 3 prameňov, pričom jej sumárna výdatnosť je len 0,19 l . s<sup>-1</sup>. Jednorazový merný odtok z prameňov je potom len 0,99 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>, pričom pri priemernej nadmorskej výške štruktúry 701 m, priemernej ročnej teplote vzduchu 6,1 °C a priemernom ročnom úhrne zrážok 911 mm by sa tu dali predpokladať priemerné ročné efektívne zrážky 339 mm, a teda priemerný merný odtok 10,76 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> – z danej plochy karbonátov hronika by potom malo odtekať priemerne ~2 l . s<sup>-1</sup>. Predpokladáme teda skryté odvodňovanie cez pokryvné útvary na sever do doliny Kantorského potoka, ale aj na východ a západ do menších dolínok, ktoré sú vyhlbené najmä v slienitých vápencoch mraznického súvrstvia.

### **Hydrogeologická štruktúra Suchý vrch – Koniarky – triasových karbonátov hronika medzi Suchým vrchom (1 550 m n. m.) a Koniarkami**

Triasové karbonáty hronika medzi Suchým vrchom (1 550 m n. m.) a Koniarkami budujú vysoko položenú hydrogeologickú štruktúru so zjednodušeným názvom Suchý vrch – Koniarky, ktorá sa nachádza na hlavnom veľkofatranskom hrebeni (údaj o priemernej nadmorskej výške 1 340 m v tab. 5.23, ako aj o ploche 2,359 km<sup>2</sup> sa týka tej časti hydrogeologickej štruktúry, ktorá sa nachádza na západ od hlavného hrebeňa). Hydrogeologickú štruktúru Suchý vrch – Koniarky v západnej časti odvodňuje 9 prameňov s celkovou výdatnosťou 2,98 l . s<sup>-1</sup> (jednorazový merný odtok z prameňov je 1,26 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>). Pri predpokladanej hodnote efektívnych zrážok 19,08 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> tu chýba ďalších asi 43 l . s<sup>-1</sup> v prameňoch. Karbonáty hronika medzi Suchým vrchom a Koniarkami síce vystupujú na oboch stranách hrebeňa, ale sklon ich podložia tvoreného slienitými vápencami mraznického súvrstvia smeruje pravdepodobne skôr na východ do Zelenej doliny nad Liptovskými Revúcami. Tu sa nachádza výrazne

blokovité zosuvné pole tvorené blokmi karbonátov hronika zosúvajúcimi sa medzi slienitými vápencami. Z oblasti tohto megazosuvu vyviera v hornej časti Zelenej doliny 28 prameňov so sumárnou výdatnosťou  $53,92 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ktoré podrobne zdokumentovali Scherer a Coplák (in Malík a Kordík, 1999). Štyri pramene tu mali výdatnosť medzi  $5 - 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , čo svedčí o značnom stupni porušenia horninového masívu svahovými poruchami. Celková plocha štruktúry spolu so svojou zosúvajúcou sa časťou je potom  $3,466 \text{ km}^2$ , jej priemerná nadmorská výška  $1\,251 \text{ m}$  a pri priemerných ročných zrážkach asi  $1\,061 \text{ mm}$  a priemernej ročnej teplote vzduchu  $\sim 2,8 \text{ }^\circ\text{C}$  by mal byť priemerný infiltračný potenciál oblasti na úrovni  $\sim 18,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Zo sumárnej výdatnosti prameňov odtekajúcich z východnej aj západnej časti štruktúry ( $56,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) vyplýva na ploche  $3,466 \text{ km}^2$  jednorazový merný odtok z prameňov  $16,42 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , čo je hodnota približne zodpovedajúca očakávaniu z výpočtu. Z toho je zjavné, že viac ako 90 % prietokového množstva infiltrovaného do triasových karbonátov hronika medzi Suchým vrchom ( $1\,550 \text{ m n. m.}$ ) a Koniarkami odteká v podzemí východným smerom do Zelenej doliny. Je tiež pravdepodobné, že pohyb podzemnej vody kopíruje sklon násunovej línie hronika na mrazníckom súvrství veporika. Tento sklon pravdepodobne podmienil aj pohyb zosuvných mäs smerom na východ do Zelenej doliny, ktorý však nie je kartograficky zachytený na geologickej mape Poláka et al. (1997).

### **Hydrogeologická štruktúra Tlstej – hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov hronika v širokom okolí kóty 1 373 Tlstá**

Kryha hronika – necpalského a štureckého príkrovu – medzi Necpalmi, Mošovcami, Blatnicou, Hájom, Čremošným, Harmancom a kótou Kráľova studňa (hydrogeologická štruktúra Tlstej) s plošnou rozlohou  $122,8 \text{ km}^2$  na juhozápade pohoria Veľkej Fatry je najväčšia kompaktná hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov v tomto pohorí (Malík in Polák et al., 1997). Najnižším členom hronika sú tmavosivé až čierne aniské vápence gutensteinského typu, malú časť územia budujú gutensteinské dolomity. V ich nadloží ležia tmavosivé vrstvisté ramsauské dolomity, ktoré stratigraficky zaraďujeme do vrchného anisu – ladinu. Podstatnú časť zmapovaného územia budujú gaderské vápence sivej až tmavosivej farby s charakteristickým hnedým odtieňom. Pravá hrúbka gaderských vápencov nepresahuje  $100 \text{ m}$ , nepravá hrúbka tohto komplexu v dôsledku prevrášnenia a zošupinovatenia je až  $300 \text{ m}$ . Nad nimi vystupujú masívne, miestami lavicovité wettersteinské dolomity s telesami krinoidových dolomitov ladinu až kordevolu. Svetlosivé a biele organodetrítické a organogénne wettersteinské vápence, ktoré ležia v nadloží, sa zaraďujú do ladinu až spodného karnu. Najmladšie sedimenty patriace k hroniku tvoria ílovité a ílovito-piesčité bridlice lunzských vrstiev a sivé vrstvisté až hrubolavicovité celistvé, tzv. hlavné dolomity tvoriace malú šošovku na severe územia. Na západe sú mezozoické horniny prekryté fluvialno-limnickými sedimentmi pliocénu blažovského súvrstvia – piesčitými štrkami s polohami a šošovkami pieskocov a piesčitých ílov, prekryté deluviálnymi, proluviálnymi a fluvialnými sedimentmi kvartéru (Bvocová, 2002; Gubanová, 2002).

Stavba pôvodne jednoduchej dosky vápencov a dolomitov je však skomplikovaná priebehom osí antiklinálnych výzdvihov slienitého nepriepustného podložia krížňanského príkrovu. Okrem príkrovej stavby je celé územie porušené mladšou zlomovou tektonikou, ktorá sa grupuje do dominantných sz.-jv. smerov. Západné svahy Veľkej Fatry sú oproti priľahlej Turčianskej kotline ohraničené výraznou veľkofatranskou tektonickou líniou. Jej priebeh bol sledovaný od Blatnice cez Mošovce až k západnému okraju Turčianskych Teplíc. Priečne zlomy so sz.-jv. orientáciou sú charakteristické pre územie Turčianskej kotliny a členia kotlinu na sústavu viac vyzdvihnutých a poklesnutých kryh (Polák et al., 1997). Toto všetko spôsobuje, že časť podzemnej vody nepostupuje až k najnižšiemu miestu hydrogeologickej štruktúry na jej západnom okraji, ale je drénovaná povrchovými tokmi alebo vystupuje v prameňoch aj v strede samotnej štruktúry (najmä v Blatnickej a Gaderskej doline). Ďalšia časť podzemnej vody pravdepodobne prestupuje do priepustných neogénnych klastík tvoriacich sedimentárnu výplň Turčianskej kotliny (Kullman a Gazda, 1973; Šalagová et al., 1992). Na samotnom západnom okraji tejto veľkej karbonátovej štruktúry sa potom vyskytujú významné výstupy vody v prameňoch a spomínaní autori predpokladali aj prestupy do povrchových tokov v oblasti Mošoviec a Blatnice.

Tvorba podzemnej vody v tejto štruktúre je výlučne zo zrážok, ktoré na hrebeňoch pohoria dosahujú v ročných úhrnoch  $1\,000 - 1\,400 \text{ mm}$  a v nižších častiach  $750 - 1\,000 \text{ mm}$ . Jestvujúca sieť zrážko-merných staníc, z ktorých je v súčasnosti možné čerpať údaje o zrážkových úhrnoch, je však lokali-



zovaná do oblastí kotliny, resp. v dolinách (Blatnica – 493 m n. m., Turčianske Teplice/Bodorová – 462 m n. m., Dolný Harmanec – 481 m n. m., Staré Hory – 468 m n. m.) a z hrebeňovej oblasti jestvujú údaje len zo stanice Krížna – 1 570 m n. m.). Vďaka svojej, na slovenské pomery dosť veľkej plošnej rozlohe, 122,8 km<sup>2</sup>, bola hydrogeologická štruktúra Tlstej aj v minulosti intenzívne skúmaná z hľadiska intenzity tvorby a dopĺňania podzemnej vody: Kullman (in Kullman a Gazda, 1973) realizoval v hydrologických rokoch 1970 – 1971 (1. 11. 1969 – 31. 10. 1971) merania po obvode štruktúry s cieľom „orientačného kvantitatívneho ocenenia prestupu podzemných vôd z hodnoteného karbonatického komplexu do prilahlých terciérnych a kvartérnych sedimentov prilahlej Turčianskej kotliny“. Celkový úhrnný výpar sa hodnotil zo 4 meteorologických staníc (Bodorová, Banská Bystrica, Korytnica, Krížna) metódou podľa Budyka a Zubenokovej, pričom retenčný rozdiel medzi začiatkom a koncom hodnoteného obdobia (+ 82 l · s<sup>-1</sup>) bol vo výpočte zanedbaný (reprezentoval 5,9 % z celkového odtoku 1 381 l · s<sup>-1</sup> na konci hodnoteného obdobia). Autor počítal s bilančnou plochou 130,5 km<sup>2</sup>, na rok 1970 bol stanovený priemerný úhrn zrážok 905 mm a celkový odtok 819 mm. V hydrologickom roku 1971 to bolo 952 mm a 871 mm, z čoho sa predpokladal skrytý prestup podzemnej vody 86 mm, resp. 81 mm (2,73 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, resp. 2,57 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>), v absolútnych hodnotách 361 l · s<sup>-1</sup> a 336 l · s<sup>-1</sup>.

Ďalší bilančný výpočet uskutočnil ten istý autor so spolupracovníkmi (Kullman, st., et al. in Šalagová et al., 1992) na podklade detailných bilančných meraní v hydrologických rokoch 1988 – 1990. Sumárny odtok z hydrogeologickej štruktúry Tlstej sa sledoval na 8 merných objektoch SHMÚ na povrchových tokoch: 6 091 Blatnica – Blatnický potok, 5 985 Čierna voda (Mošovce – Rybníky), 5 992 Mošovce – Rybník, 5 969 Rakša – Rakša, 5 974 Rakša – Dolinka, 5 980 Háj – Somolán (Somolický potok), 5 965 Čremošné-motorest – Žarnovica a 7 120 Dolný Harmanec – Harmanecký potok. Okrem toho sa k celkovému odtoku prirátala výdatnosť prameňa 1 268 Výver z tunela a odoberané a odvádzané množstvo zo 17 zachytených prameňov (Zalámaná 1 – 3, Harmanec – tunel, Čierno 1 – 2, Čierno – zárez, Vodopády 1 – 2, Krahulčie, Pod Krahulčím, Mokry Jasienok – nad chatou, Mokry Jasienok – pod chatou, Blatnica 3, Vlčie bralo, Cibul'ová a Rakytov). Prítok do bilančne hodnotenej oblasti sa sledoval na objektoch 6 060 Gaderský potok – Dedošova dolina) a (azda?) 6 050 Veľké studienky (Gaderská/Dedošova dolina). Celkový priemerný ročný odtok z bilancovaného územia v jednotlivých hydrologických rokoch 1988/1989/1990 bol 3 166 l · s<sup>-1</sup> (491,1 mm)/2 787 l · s<sup>-1</sup> (431,2 mm)/2 545 l · s<sup>-1</sup> (393,7 mm). Sumárne odbery podzemnej vody do vodovodnej siete podľa Šalagovej et al. (1992) v tých istých rokoch predstavovali 497,6 l · s<sup>-1</sup>/467,3 l · s<sup>-1</sup>/562,1 l · s<sup>-1</sup>. V čase trvania prieskumu sa skončili zachytávacie práce na zdrojoch Mača 1 a Mača 2 v Rakši a Rožková v Žarnovíckej doline.

Okrem uvedených merných objektov na povrchových tokoch sa však v rámci tohto vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu (Šalagová et al., 1992) pozorovalo ďalších 15 objektov na povrchových tokoch (6 066 Selenec, 6 061 Drobkova dolina, 6 062 Vrátna dolina, 6 040 Blatnický potok, 5 985 Čierna voda, 5 992 Rybník, 5 977 Somolán – horné povodie, 5 974 Rakša – Dolinka, 5 950 Biela voda, 7 110 Túfna, 7 109 Bystrica, 5 940 Žarnovica – horné povodie, 6 045 Horná Dedošová, 7 115 Harmanecký potok – najvyššie povodie a 5 960 Bartoška), ktoré umožňujú rozdeliť bilančné územie na 24 čiastkových oblastí. Takéto podrobné hodnotenie sa však v rámci vtedy realizovanej celkovej bilancie neurobilo.

Plocha bilancovaného územia daná rozmiestnením bilančne hodnotených staníc bola 203,85 km<sup>2</sup> (plocha územia zaberala aj časti budované horninami neovulkanitov) a jeho priemernú nadmorskú výšku vyčíslili autori na 873 m. Na výpočet zrážkových úhrnov sa využili stanice Krížna (1 574 m n. m.), Blatnica (495 m n. m.) a Dolný Harmanec (470 m n. m.). Za hydrologické roky 1988/1989/1990 boli zrážkové úhrny na jednotlivých staniach vyčíslené takto: Krížna 1 109 mm/1 106 mm/1 174 mm, Blatnica 812 mm/675 mm/764 mm, Dolný Harmanec 1 013 mm/912 mm/994 mm. Z izolínií zrážok boli na celú oblasť aplikované hodnoty 1 117,4 mm (1988), 985,1 mm (1989) a 1 090,8 mm (1990). Z údajov uvádzaných SHMÚ však vyplýva, že na stanici Krížna by mali byť namerané zrážky 884 mm/970 mm/984 mm, t. j. zrážkové úhrny autori bilancie v prípade stanice Krížna (úhrny na ostatných staniach zodpovedajú údajom SHMÚ) zvýšili o 225 mm/136 mm/190 mm, v priemere o 184 mm, keďže namerané hodnoty považovali za podhodnotené (odvievanie zrážok vplyvom silného prúdenia vzduchu; Kullman et al. in Šalagová et al., 1992).

Reálna evapotranspirácia sa hodnotila z tých istých staníc (Krížna, Blatnica, Dolný Harmanec), pričom sa na Slovensku prvýkrát použila Thornthwaitova metóda na výpočet potenciálnej evapotrans-

pirácie (Thornthwaite, 1948; Thornthwaite a Mather, 1955). Autori robili výpočet reálnej evapotranspirácie s mesačným krokom, súvahou retenčných vlastností pôdy a jej predchádzajúceho nasýtenia, potenciálneho výparu a zrážkových úhrnov v danom mesiaci. Za hydrologické roky 1988/1989/1990 boli hodnoty reálnej evapotranspirácie na jednotlivých stanicach vyčíslené takto: Krížna 422,2 mm/447,2 mm/414,3 mm, Blatnica 560,9 mm/529,0 mm/525,0 mm, Dolný Harmanec 533,1 mm/555,9 mm/516,8 mm. Výsledky z uvedených troch staníc boli potom aplikované na celú hodnotenú oblasť pri zohľadnení nadmorskej výšky a príľahlosti jednotlivých častí územia k stanicam. Algoritmus tohto procesu však autori bližšie nešpecifikovali. Z celej bilančne hodnotenej oblasti boli hodnoty reálnej evapotranspirácie vyčíslené takto: 510 mm/490 mm/495 mm. Výpočet potenciálnej evapotranspirácie vyžadoval údaje o priemernej mesačnej teplote vzduchu, ktoré boli prevzaté zo staníc Krížna a Turčianske Teplice. Retenčné vlastnosti pôdy (hodnota maximálneho nasýtenia pôdy vodou) boli stanovené hodnotou 80 mm.

Retenčný rozdiel medzi začiatkom a koncom jednotlivých hydrologických rokov, ako aj celého hodnoteného obdobia autori (Kullman et al. in Šalagová et al., 1992) vyčísl'ovali zo sumárnej výtokovej čiary v tvare  $Q_t = 1,96 \cdot e^{-0,00247 \cdot t} + 0,825 \cdot e^{-0,13024 \cdot t} + 2,021 \cdot e^{-0,44122 \cdot t}$ . Sumárny odtok na prelome hydrologických rokov 1987/1988 bol  $2\,478 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , 1988/1989  $2\,073 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (zmena zásob  $-6,35 \text{ mm} = -1\,295\,292 \text{ m}^3$ ), 1989/1990  $2\,214 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (zmena zásob  $+3,10 \text{ mm} = +637\,883 \text{ m}^3$ ) a 1990/1991  $3\,676 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (zmena zásob  $+8,30 \text{ mm} = +1\,687\,707 \text{ m}^3$ ). Zmena zásob pôdnej vlhkosti v celej hodnotenej oblasti bola medzi jednotlivými bilančnými rokmi vyčíslená na  $-25,4 \text{ mm}/-20,6 \text{ mm}/+45,0 \text{ mm}$  na základe bilančne riešených mesačných zmien pôdneho nasýtenia v súvahe s retenčnou kapacitou pôdy, mesačnými zrážkovými úhrnmi a potenciálnou evapotranspiráciou.

Na základe zostavenej bilančnej schémy bol potom celkový priemerný ročný skrytý odtok z bilancovaného územia (z hodnoteného územia do príľahlých terciérnych a kvartérnych sedimentov Turčianskej kotliny) v jednotlivých hydrologických rokoch 1988/1989/1990 vyčíslený na  $956 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (148,4 mm)/ $526 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (81,4 mm)/ $961 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (148,8 mm) a jeho priemerná hodnota bola stanovená na  $814 - 830 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Celkové prírodné zdroje podzemnej vody boli potom stanovené na  $3\,431 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (aj s prestupom podzemnej vody), resp.  $2\,617 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (bez prestupujúceho množstva  $814 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Priemerný zistený merný odtok z bilancovanej oblasti môže byť takto vyčíslený na  $12,84 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , merný odtok skryto prestupujúcej vody na  $3,99 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a celkové predpokladané množstvo na  $16,83 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Spôsob výpočtu reálnej evapotranspirácie Thornthwaitovou metódou sa v rámci štúdie (Kullman et al. in Šalagová et al., 1992) úspešne overoval aj na bilančne uzavretom povodí 6 280 Kunerád.

Otvorenou otázkou ostáva, či bolo vhodné zvyšovať hodnotu zrážkových úhrnov v prípade stanice Krížna a do akej miery (o 225 mm, 136 mm, 190 mm, v priemere o 184 mm =  $5,82 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  oproti nameraným hodnotám). Je jasné, že v prípade, ak by sa brali do úvahy reálne namerané hodnoty, mohla by pri celkovej bilancii azda vyjsť nižšia hodnota potenciálneho odtoku, ktorá by prípadne súhlasila s nameranými hodnotami odtoku alebo by im aspoň lepšie zodpovedala. V prípade hydrogeologického mapovania a merania prietoku v Turčianskej kotline (Michalko et al., 2005) sa totiž nepodarilo zdokumentovať prestupujúce množstvo presahujúce prvé desiatky  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ , iba ak by skryto prestupujúca podzemná voda smerovala priamo do toku rieky Turiec, ktorej prietokové množstvo znemožňuje relevantný dôkaz prestupov meraniami prietoku.

Pri aplikovaní hodnôt retencie pôdy 76,1 mm, priemernej nadmorskej výšky štruktúry 866,3 m (podľa digitálneho modelu reliéfy s rozlíšením 100 m), pri uvažovaní reálne nameraných zrážok zo staníc Krížna, Blatnica, Turčianske Teplice, Staré Hory a Dolný Harmanec (a ich distribuovania podľa Thiessenových polygónov), teploty zo staníc Krížna a Turčianske Teplice, pri uvažovaní zrážkového gradientu 75 mm (ročne) na 100 m nadmorskej výšky a teplotného gradientu  $-0,5 \text{ }^\circ\text{C}$  na 100 m dostaneme hodnoty reálnej evapotranspirácie v území za hydrologické roky 1989 a 1990 (Thornthwaitova metóda) v celkovej hodnote 1 122 mm (hodnota potenciálnej evapotranspirácie 1 122 mm, t. j. došlo k vypareniu). Ak na zmenu zásob v povodí aplikujeme rovnicu sumárnej výtokovej čiary  $Q_t = 3,017 \cdot e^{-0,025 \cdot t} + 2,57 \cdot e^{-0,29 \cdot t} + 6,53 \cdot (1 - 0,41 \cdot t)$ , kde  $t$  je čas v dňoch [D], pri použití tých istých hodnôt prietoku z merných objektov uvažovaných aj v predchádzajúcej bilancii, dostaneme za hydrologické roky 1989 a 1990 sumárnu zmenu zásob podzemnej vody  $+13 \text{ mm}$  (2 572 814 mm). Sumárna zmena zásob pôdnej vody bola nulová, v roku 1989 klesol obsah vody v pôde o 49 mm a v roku 1990 stúpol

o 49 mm na úroveň plného nasýtenia pôdy. Následne by odtokový potenciál spadnutých zrážok za toto obdobie mal predstavovať celkový objem  $169\,611\,223\text{ m}^3$ , pričom reálne nameraný odtok (po odčítaní prítoku v Dedošovej doline) predstavuje  $169\,406\,532\text{ m}^3$ . Rozdiel  $-205\,889\text{ m}^3$  po prepočítaní na plochu štruktúry predstavuje zhruba  $-1\text{ mm}$ . Evapotranspirácia vypočítaná z bilančnej rovnice by potom mala predstavovať  $1\,109\text{ mm}$  (vypočítaná je  $1\,122\text{ mm}$ ), takže teoretická chyba výpočtu by sa mala pohybovať okolo  $1\%$  a skrytý (nezaznamenaný) odtok podzemnej vody pod Turčiansku kotlinu by teoreticky nemal existovať. Tento výpočtový rozdiel bol spôsobený nezvýšením hodnoty zrážkových úhrnov na stanici Krížna, iba s uvažovaním reálne (možno chybné) nameraných hodnôt zrážkových úhrnov na hrebeni Veľkej Fatry. Vo výpočte Kullmana et al. in Šalagová et al. (1992) bola táto hodnota zvýšená v priemere o  $184\text{ mm}$ . Tento príklad podčiarkuje potrebu spoľahlivých meraní zrážkových úhrnov v hrebeňových častiach pohorí, ktoré predstavujú kľúčové oblasti na tvorbu podzemnej vody.

Šalagová et al. (1992) v súlade s predchádzajúcou prácou Bujalku et al. (1973) predpokladala koncentráciu skrytých prestupov podzemnej vody z hydrogeologickej štruktúry Tlstej predovšetkým v oblasti Hája ( $88,41\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), v oblasti Mošoviec (spolu asi  $1101\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , z toho v oblasti Čiernej vody  $811\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v oblasti Rybníka  $291\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) – v tejto oblasti predpokladala autorka aj väčšie prestupy najmä v prípade Čiernej vody, ale aj prestupy v hlbšom režime obehu (minerálna voda pri Mošovciach). Veľké skryté prestupy sa predpokladali v oblasti Folkušovej do toku Zápotočie ( $501\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), ako aj okrajového zlomu pohoria pri Blatnici ( $121,51\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) – tu však pre prítomnosť menej priepustných členov martinského súvrstvia autorka predpokladala, že ďalšie prestupy v okolí tejto oblasti nie sú pravdepodobné.

V rámci vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu (Šalagová et al., 1992) bolo vybudovaných 11 nových a zrekonštruovaných 9 starších merných objektov na povrchových tokoch (výsledky bilančných meraní už boli komentované v predchádzajúcom texte). Začali sa aj pozorovania na 2 prameňoch (Rakša – Rosička a Čremošné – Biela voda) a bol zrekonštruovaný pozorovací objekt na prameni Blatnica – Jazierko. Do pozorovacej siete boli prevzaté vrty HVM-2 a HVM-3 (Klúz et al., 1987), HMO-3 (Valušiak, 1981) v oblasti Mošoviec a vrt HM-2 v oblasti Hája (pôvodné označenie HTH-2; Valušiak et al., 1984). Pozorovania na väčšine objektov sa realizovali počas 3 hydrologických rokov (1988 – 1990), pričom úrovne hladín vo vrtoch sa režimovo sledovali len počas dvoch rokov, 1989 až 1990. Na spresnenie vstupných hodnôt zrážok do hydrologickej bilancie územia boli na jz. svahoch Krížnej a pri Kráľovej studni osadené aj dva totalizátory – výsledky meraní zrážkových úhrnov na nich však, žiaľ, neboli v citovanej správe neskôr doložené.

V rámci spracovania základnej hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry sme sa okrem reinterpretácie základnej hydrologickej bilancie hydrogeologickej štruktúry Tlstej pokúsili realizovať aj bilančný výpočet z jednotlivých čiastkových povodií vnútri územia, ktoré umožňujú rozdeliť územie štruktúry Tlstej na 24 čiastkových oblastí na základe lokalizácie pozorovaných merných objektov na povrchových tokoch, sledovaných v rámci účelovej siete vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu v hydrologických rokoch 1988 – 1990 (Šalagová et al., 1992). Okrem 8 výstupných objektov z bilančného územia [6 091 Blatnica – Blatnický potok, 5 985 Čierna voda (Mošovce – Rybníky), 5 992 Mošovce – Rybník, 5 969 Rakša – Rakša, 5 974 Rakša – Dolinka, 5 980 Háj – Somolán (Somolícky potok), 5 965 Čremošné–motorest – Žarnovica a 7 120 Dolný Harmanec – Harmanecký potok] sa tu vnútri bilancovaného územia pozorovalo ďalších 15 objektov na povrchových tokoch (6 066 Selenec, 6 061 Drobkova dolina, 6 062 Vrátna dolina, 6 040 Blatnický potok, 5 985 Čierna voda, 5 992 Rybník, 5 977 Somolán – horné povodie, 5 974 Rakša – Dolinka, 5 950 Biela voda, 7 110 Túfna, 7 109 Bystrica, 5 940 Žarnovica – horné povodie, 6 045 Horná Dedošová, 7 115 Harmanecký potok – najvyššie povodie a 5 960 Bartoška). K celkovému odtoku sa prirátala aj výdatnosť prameňa Výver z tunela (kat. č. SHMÚ 1 268, menší tunel s výtokom v doline Bystrica vo východnej časti Veľkej Fatry) a odoberané a odvádzané množstvo zo 17 zachytených prameňov: Zalámaná 1 – 3 (kat. č. SHMÚ 1 325 – 1 327), Harmanec – tunel (kat. č. SHMÚ 1 269), Čierno 1 – 2 (kat. č. SHMÚ 1 271), Čierno-zárez – všetky pramene mimo zmapovaného územia západnej časti Veľkej Fatry), Vodopády 1 – 2 (kat. č. SHMÚ 611, na mape č. 396), Krahulčie (kat. č. SHMÚ 654, na mape č. 402), Pod Krahulčím (na mape č. 370), Mokry Jasenok – nad chatou (kat. č. SHMÚ 656, na mape č. 269), Mokry Jasenok – pod chatou (kat. č. SHMÚ 655, na mape č. 268), Blatnica 3 (kat. č. SHMÚ 658, na mape č. 213), Vlčie bralo (kat. č. SHMÚ 662, na mape č. 184), Cibulová (kat. č. SHMÚ 618, na mape č. 43) a Rakytov (kat. č. SHMÚ 663, na mape

č. 284). Prítok do bilančne hodnotenej oblasti sa sledoval na objektoch 6 060 Gaderský potok – Dedošova dolina) a 6 050 Veľké studienky (Gaderská/Dedošova dolina). Celková plocha bilancovaného územia je 194,78 km<sup>2</sup> a jeho priemerná nadmorská výška 866,2 m. Plocha jednotlivých medzipovodí spolu s ich ďalšími základnými údajmi sú uvedené v tab. 5.28. Znázornenie bilancovaných medzipovodí na mape je na obr. 5.22.

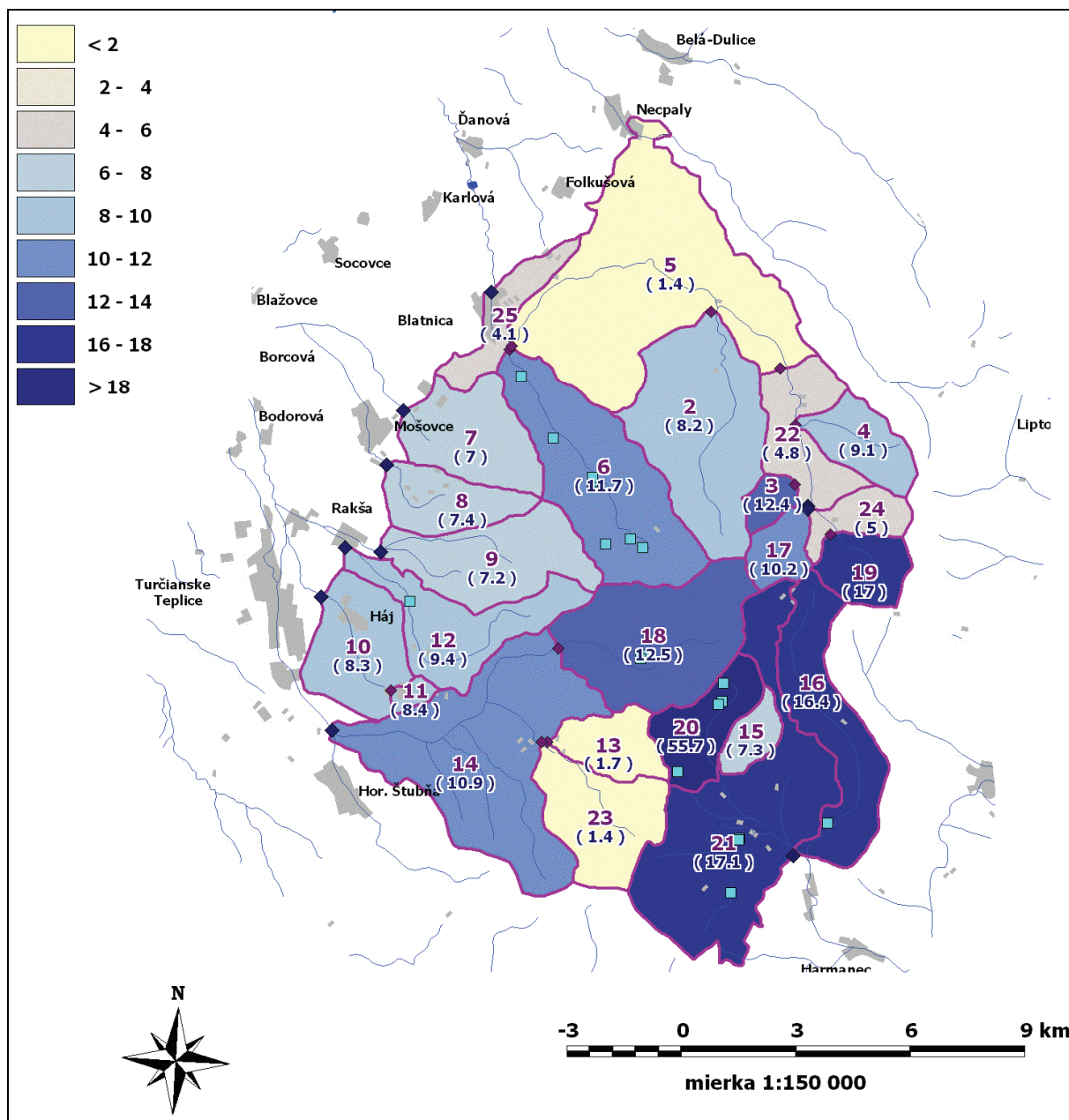
Okrem reinterpretácie hydrologickej bilancie a zahrnutia čiastkových povodí do takéhoto výpočtu však môžu získané výsledky pozorovaní SHMÚ na týchto povodiach slúžiť aj na hodnotenie vnútornej redistribúcie odtokových pomerov podzemnej vody.

Základné výsledky pozorovaní prietoku (priemerný, minimálny a maximálny odtok, 300-dňová a 330-dňová voda spolu za hydrologické roky 1989 a 1990 a priemerný odtok zistený zvlášť v hydrologickom roku 1989 a 1990, ako aj 300-dňová voda vypočítaná osobitne za tieto hydrologické roky) z medzipovodí v oblasti hydrogeologickej štruktúry Tlstej sú zhrnuté v tab. 5.27 a 5.29. Na tieto údaje nadväzuje tab. 5.30, kde je zosumarizovaný merný odtok podzemnej vody vypočítaný separáciou podľa modifikovanej metódy Fostera-Gedeona s 30-dňovým sumarizujúcim intervalom (Gedeon, 1999), Castanyho metódy, Killeho metódy (Fendeková a Fendek, 1999), ale aj ako merný odtok s pravdepodobnosťou prekročenia zodpovedajúceho 300-dňovej, 330-dňovej, 355-dňovej a 364-dňovej vode.

Vzájomné porovnanie celkového priemerného merného odtoku (povrchovej vody), ale najmä merného odtoku podzemnej vody môže podať obraz o spôsobe obehu podzemnej vody a naznačiť cezhraničné prestupy podzemnej vody medzi jednotlivými čiastkovými povodiami a medzipovodiami v oblasti hydrogeologickej štruktúry Tlstej. Vhodným nástrojom na takéto porovnávacie hodnotenie sú obr. 5.19 až 5.21, kde sú znázornené hodnoty rozsahu merného odtoku podzemnej vody zosumarizované v tab. 5.30.

Pri pohľade na tieto obrázky a na hodnoty uvedené v tab. 5.30 je zrejmé, že najvyššie hodnoty celkového priemerného merného odtoku z povodí sa zistili v čiastkovom povodí 20 – najvyššej časti povodia Harmaneckého potoka ( $59,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). K hodnotám prietoku nameraným na mernom objekte 7 115 SHMÚ bol pripočítaný ešte vodárenský odber z prameňa Harmanec-tunel (odberný objekt Hydrofondu č. 353 904, resp. pozorovaný pod katalógovým číslom SHMÚ 1 269 ako Vrcholový tunel). Drenážna funkcia vrcholového Harmaneckého tunela sa zjavne prejavuje aj na nízkej hodnote celkového priemerného merného odtoku z čiastkových povodí 23 – Bartoška ( $1,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) a 13 – Biela voda ( $3,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Predpokladáme, že podzemná voda z týchto čiastkových povodí prestupuje cezhraničným odtokom do čiastkového povodia označeného číslom 20. Druhú najvyššiu hodnotu celkového priemerného merného odtoku ( $35,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) vykazuje relatívne malé medzipovodie označené číslom 25 – medzipovodie medzi ústím Blatnického potoka a objektom 6 091. Vysoké hodnoty sa zistili aj z povodí v bezprostrednom okolí kóty Krížna: 19 – horná Dedošova ( $26,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), 16 – Bystrica – netriasová časť (časť povodia Bystrice – ľavého prítoku Harmaneckého potoka, meraná na objekte 7 109, budovaná netriasovými horninami;  $26,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), 24 – medzipovodie medzi objektmi 6 060, 6 045 a 6 050 ( $26,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), ako aj 17 – Veľké studienky ( $21,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Naopak, nízke hodnoty boli typické pre čiastkové povodia v nižšie položennej východnej časti hodnotenej oblasti – najmä pre medzipovodie medzi mernými objektmi 6 070 a 6 065 (č. 5;  $6,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) a 7 – Čierna voda ( $7,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ).

Hodnotenie merného odtoku podzemnej vody separovaného jednotlivými uvedenými metódami nepodáva odlišnejší obraz o distribúcii podzemného odtoku – dôvodom je charakter geologickej stavby povodí, v ktorej prevažujú dolomitové horniny hronika s vysokou vyrovnávacou schopnosťou na stabilizáciu odtokových pomerov. Dokladuje to aj vysoké zastúpenie odtoku podzemnej vody v celkovom odtoku – napr. v rámci celej oblasti (194,780 km<sup>2</sup>) tvoril tento pomer pri Fosterovej-Gedeonovej metóde 85 %, Castanyho metóde 73 %, Killeho metóde 84 %, pri mernom odtoku 300-dňovej vody 79 % a pri mernom odtoku 330-dňovej vody 76 %. Najvyššie hodnoty merného odtoku podzemnej vody pri všetkých metódach sa zaznamenali v čiastkovom povodí 20 – najvyššej časti povodia Harmaneckého potoka, kde bol započítaný odtok z vodárensky zachyteného odtoku z vrcholového Harmaneckého tunela ( $48,4 - 55,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Druhé najvyššie hodnoty v poradí sú však pri hodnotení podzemného odtoku z medzipovodia 21 (Harmanecký potok medzi objektmi 7 120 a 7 115;  $13,8 - 17,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), teda v nižšej časti toho istého povodia. Veľmi obdobné a vysoké boli aj hodnoty merného odtoku pod-

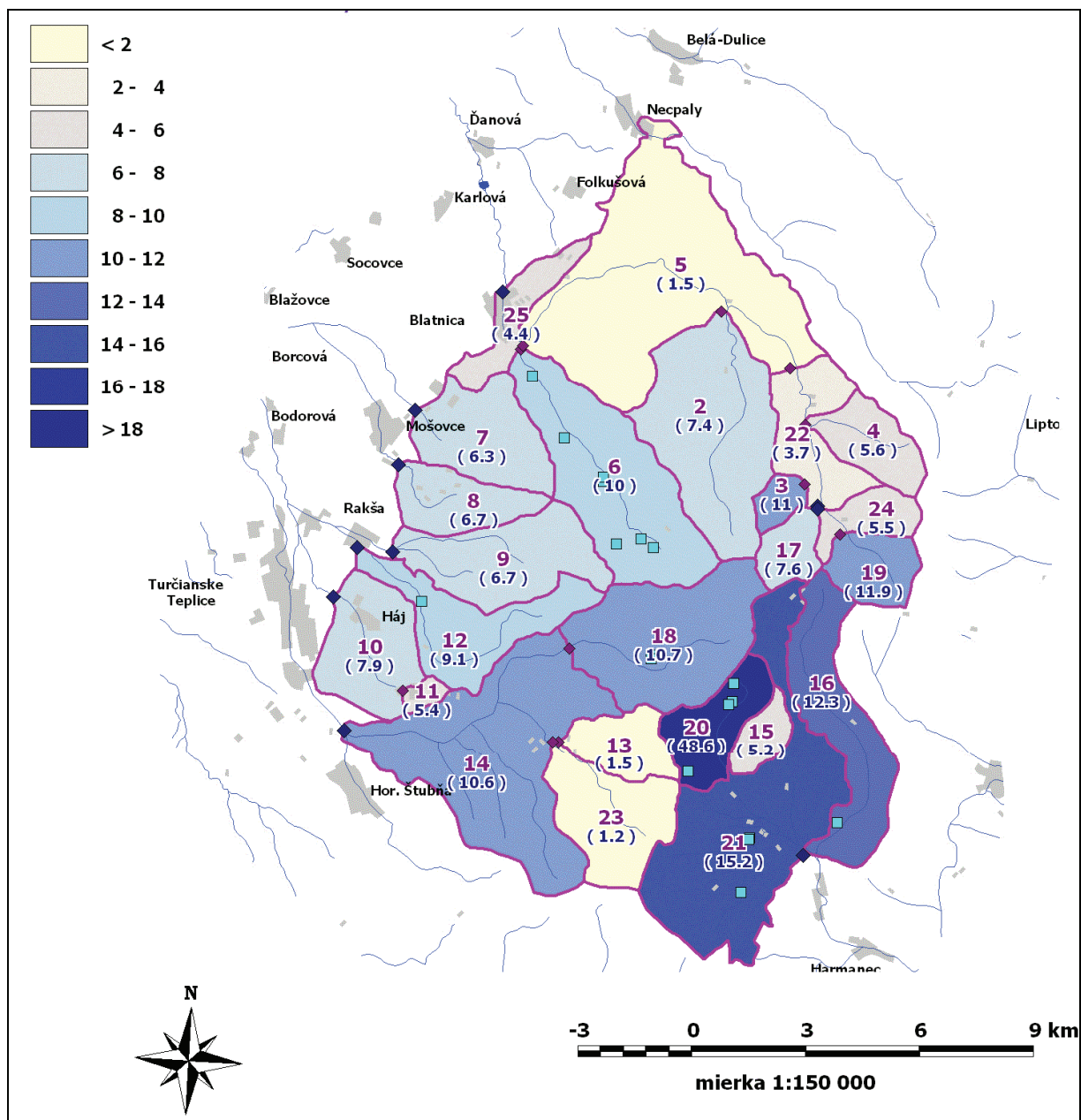


Obr. 5.19. Merný odtok podzemnej vody vypočítaný Killeho metódou z jednotlivých medzipovodií v bezprostrednom okolí hydrogeologickej štruktúry Tlštej v hydrologických rokoch 1989 až 1990 (čísla medzipovodií zodpovedajú číslam v tab. 5.30, čísla v zátvorkách udávajú merný odtok podzemnej vody v jednotlivých čiastkových povodiach).

zemnej vody z čiastkového povodia 19 (najvyššia časť Dedošovej doliny – záverečnej časti Gaderskej doliny, pozorovaná na mernom objekte 6 045). Veľkosť podzemného odtoku je tu determinovaná polohou povodia tesne pod hlavným hrebeňom Veľkej Fatry (priemerná nadmorská výška 1 299,1 m a z toho vyplývajúci vysokými zrážkovými úhrnmi (odhadujeme ich na 1 400 – 1 500 mm; tab. 5.28). Povodie budujú najmä kriedové a jurské slienité vápence. Prejavuje sa to aj na väčšom intervale rozptylu hodnôt merného podzemného odtoku stanoveného jednotlivými metódami ( $10,3 - 18,71 \text{ s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) v porovnaní s medzipovodiím č. 21. Podobné podmienky na tvorbu podzemnej zložky odtoku má aj netriešová časť povodia Bystrice (čiastkové povodie č. 16, merané na objekte 7 109;  $9,0 - 18,01 \text{ s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ).

Obe tieto povodia (č. 19 aj 16) sa prejavovali aj vysokými hodnotami celkového merného odtoku vody. Naopak, čiastkové povodia 3 – Drobkova dolina (merný odtok podzemnej vody  $9,0 - 12,71 \text{ s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) a horného povodia Žarnovice (čiastkové povodie č. 18;  $9,4 - 12,81 \text{ s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) sa neprejavili zvýšeným celkovým odtokom, no v čase miním pri dominancii podzemnej odtokovej zložky tieto povodia budované dolomitmi, situované v prihrebeňových častiach pohoria, začínajú vystupovať do popredia.

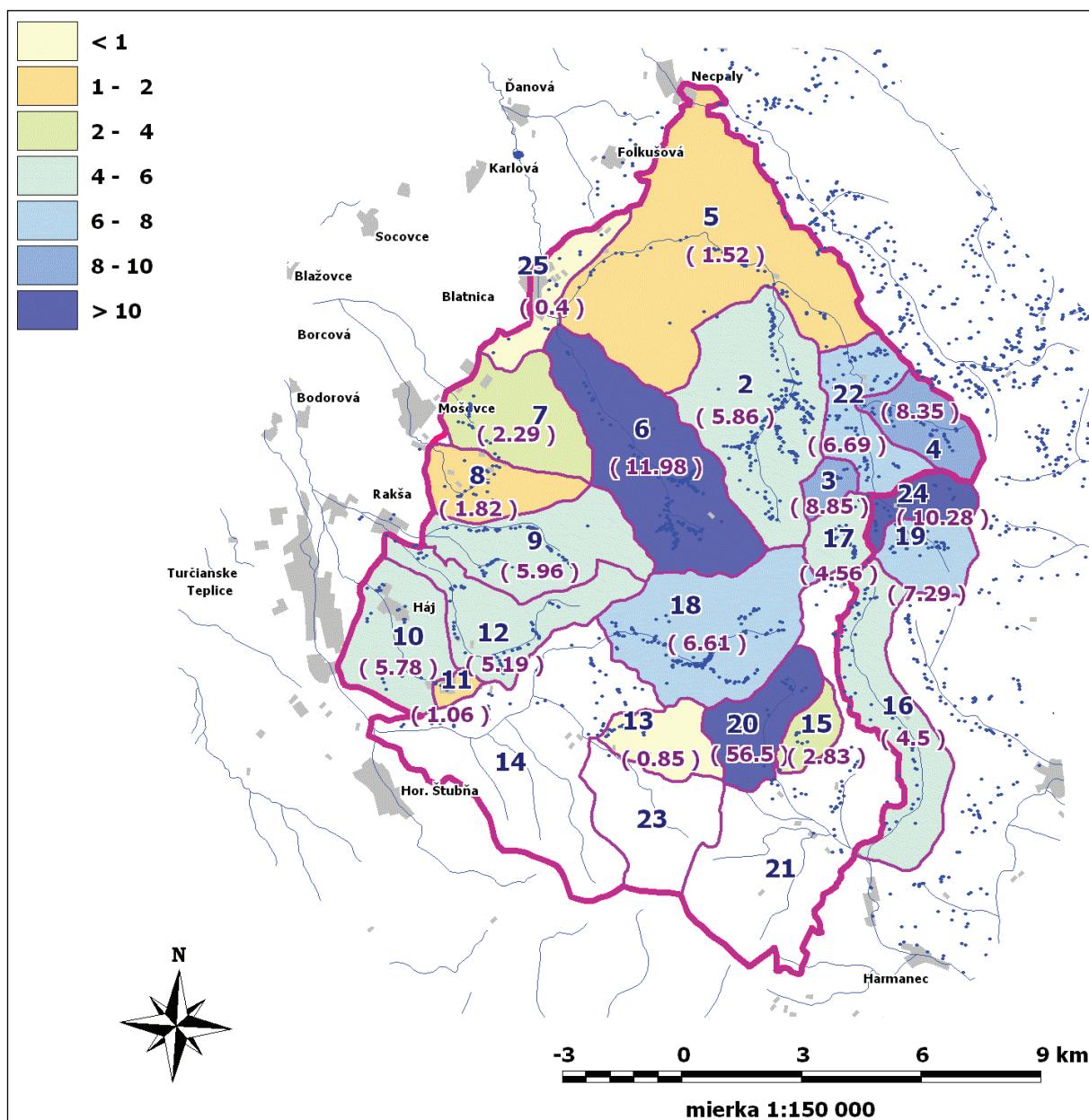




Obr. 5.20. Merný odtok podzemnej vody vypočítaný z prietoku s 90 % pravdepodobnosťou prekročenia (330-dňová voda) z jednotlivých medzipovodí v bezprostrednom okolí hydrogeologickej štruktúry Tlstej v hydrologických rokoch 1989 až 1990 (čísla medzipovodí zodpovedajú číslam v tab. 5.30, čísla v zátvorkách udávajú merný odtok podzemnej vody v jednotlivých čiastkových povodiach).

Konštantne nízku hodnotu merného podzemného odtoku môžeme opäť pozorovať z čiastkových povodí 23 – Bartoška ( $0,6 - 1,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) a 13 – Biela voda ( $1,2 - 1,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). V oboch prípadoch možno sledovať drenážny účinok temer 4 700 m dlhého Harmaneckého vrcholového tunela. Nízke hodnoty podzemného odtoku vykazuje aj čiastkové povodie 15 – Túfna ( $3,7 - 8,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), kde predpokladáme cezhraničný prestup podzemnej vody do medzipovodia 21 (Harmanecký potok medzi objektmi 7 120 a 7 115). Zaujímavé sú však aj nízke hodnoty merného odtoku podzemnej vody z dvoch medzipovodí zo strednej časti Gaderskej doliny (5 – medzipovodie 6 070 – 6 065:  $0,0 - 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ; 22 – medzipovodie 6 065 – 6 060:  $1,0 - 5,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), ktoré zjavne nezodpovedajú potenciálu jeho tvorby. Vzhľadom na geologické a výškové pomery preto môžeme predpokladať ich drenáž, resp. skrytý prestup smerom na JZ do oblasti doliny Seleneč (čiastkové povodie č. 2), ale najmä Blatnickej doliny (čiastkové povodie č. 6), prípadne aj smerom na juh do horného povodia Žarnovice (čiastkové povodie č. 18).

Veľmi zaujímavý je však kontrast medzi vysokými hodnotami celkového priemerného merného odtoku a nízkymi hodnotami merného odtoku podzemnej vody z tých istých medzipovodí, č. 24



Obr. 5.21. Celkový merný odtok zo zdokumentovaných prameňov z jednotlivých medzipovodií v bezprostrednom okolí hydrogeologickej štruktúry Tlstej zistený v rámci hydrogeologického mapovania v teréne (čísla medzipovodií zodpovedajú číslam v tab. 5.30, čísla v zátvorkách udávajú merný odtok z prameňov v jednotlivých čiastkových povodiach, body na mape označujú polohu zdokumentovaných prameňov).

(medzipovodie medzi objektmi 6 060 – 6 045 – 6 050) a č. 25 (medzipovodie medzi ústím Blatnického potoka a objektom 6 091). V medzipovodí č. 25 sa zistil druhý najvyšší celkový priemerný merný odtok ( $35,91 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), no hodnoty separovaného merného odtoku podzemnej vody sa pohybujú len v rozpätí  $0,0 - 9,91 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Obdobný prípad pozorujeme v medzipovodí č. 24 ( $26,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  oproti  $0,7$  až  $8,91 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). V oboch medzipovodiach môže ísť aj o vplyv spôsobu merania na jednotlivých objektoch. Existujú však aj dôvody, pre ktoré predpokladáme, že v týchto oblastiach môžu existovať (azda krasovatením podmienené) preferované cesty podzemnej vody s rýchlym obehom, ale malou retenčnou schopnosťou. Takýto kontrast sa dá pozorovať aj na čiastkovom povodí č. 17 – Veľké studienky (ľavý prítok Gaderskej doliny, sledovaný na objekte 6 050). Tu však predpokladáme vplyv polohy a tým aj zvýšených zrážkových úhrnov na celkový odtok (priemerná nadmorská výška povodia  $1\,206,3 \text{ m}$ ) a zároveň vplyv geologickej stavby na podzemný odtok (povodie v dolnej časti budujú slienité vápence mrazníckeho súvrstvia, v jeho hornej časti sú ako „čiapka“ nasunuté dolomity hronika, z ktorých stekajú vrstvomové pramene bez možnosti vytvorenia nádrže podzemnej vody).

Tab. 5.27. Výsledky pozorovaní medzipovodí v hydrogeologickej štruktúre Tlstej v období XI/1988 až X/1990. Pozn.: V prípade objektu 5 992 Mošovce – Rybník boli údaje o prietoku za hydrologický rok 1989 dopočítané na základe najvyššieho korelačného vzťahu ( $r^2 = 0,70$ ) podľa pozorovaní na objekte 5 970 Žarnovica – Turčianske Teplice.

Povodie /medzipovodie	Priemer. odtok XI/1988 až X/1990 [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	Minim. odtok XI/1988 až X/1990 [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	Max. odtok XI/1988 až X/1990 [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	300-d. v. XI/1988 až X/1990 [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	330-d. v. XI/1988 až X/1990 [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	Hydrol. rok 1989 – priemer. odtok [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	Hydrol. rok 1990 – priemerný odtok [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	Hydrol. rok 1989 – 300-d. v. [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	Hydrol. rok 1990 – 300-d. v. [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]
1 – celá oblasť	2,686	1,829	11,499	2,123	2,034	2,817	2,555	2,203	2,037
2 – Selence	0,152	0,102	0,864	0,119	0,117	0,156	0,149	0,126	0,117
3 – Drobkova dolina	0,025	0,013	0,068	0,018	0,016	0,026	0,024	0,019	0,018
4 – Vrátna dolina	0,078	0,023	0,509	0,031	0,025	0,055	0,101	0,031	0,030
5 – medzipovodie 6 070 – 6 065	0,176	-0,072	4,500	0,066	0,041	0,183	0,169	0,076	0,056
6 – Blatnický potok	0,200	0,145	0,492	0,168	0,157	0,229	0,170	0,215	0,157
7 – Čierna voda	0,061	0,043	0,135	0,057	0,050	0,063	0,060	0,057	0,052
8 – Rybník	0,045	0,029	0,187	0,039	0,034	0,047	0,043	0,040	0,034
9 – Rakša – Rakša	0,077	0,053	0,152	0,066	0,064	0,085	0,070	0,080	0,063
10 – Somolán – medzipovodie 5 970 – 5 977	0,096	0,044	0,652	0,068	0,061	0,105	0,088	0,067	0,068
11 – Somolán – horné povodie	0,011	0,003	0,070	0,005	0,004	0,014	0,007	0,005	0,005
12 – Rakša – Dolinka	0,099	0,053	0,216	0,084	0,078	0,104	0,093	0,089	0,079
13 – Biela voda	0,013	0,005	0,076	0,006	0,006	0,015	0,010	0,006	0,006
14 – Žarnovica – dolné medzipovodie	0,362	0,137	2,082	0,254	0,233	0,376	0,349	0,259	0,247
15 – Túfna	0,023	0,008	0,091	0,013	0,011	0,025	0,021	0,011	0,013
16 – Bystrica – netriasová časť	0,273	0,092	2,108	0,128	0,127	0,272	0,273	0,128	0,142
17 – Veľké studienky	0,057	0,016	0,618	0,020	0,020	0,057	0,057	0,020	0,026
18 – Žarnovica – horné povodie	0,218	0,133	0,939	0,157	0,151	0,238	0,199	0,151	0,157
19 – horná Dedošová	0,103	0,030	0,345	0,049	0,046	0,100	0,107	0,046	0,059
20 – Harmanecký potok – najvyššie povodie	0,316	0,259	0,565	0,276	0,260	0,297	0,335	0,259	0,314
21 – medzipovodie – Harmanecký potok 7 120 – 7 115	0,412	0,290	0,672	0,337	0,322	0,424	0,399	0,348	0,324
22 – medzipovodie – 6 065 – 6 060	0,108	-0,038	0,753	0,032	0,023	0,108	0,108	0,024	0,039
23 – Bartoška	0,016	0,004	0,059	0,010	0,010	0,019	0,013	0,013	0,010
24 – medzipovodie 6 060 – 6 045 – 6 050	0,078	0,002	0,857	0,026	0,016	0,082	0,074	0,034	0,016
25 – medzipovodie medzi ústím Blatnického potoka a objektom 6 091	0,140	-0,163	1,049	0,039	0,017	0,193	0,088	0,108	0,021



Tab. 5.28. Vstupné údaje na výpočet hydrologickej bilancie medzipovodií v hydrogeologickej štruktúre Tlstej za obdobie XI/1988 až X/1990.

Bilancovaná oblasť/ medzipovodie	Plocha povodia [km <sup>2</sup> ]	Priemerná nadmor. výška [m]	Z zrážky – hydrol. rok 1989 [mm]	Z zrážky – hydrol. rok 1990 [mm]	Σ Z zrážky – hydrol. roky 1989 + 1990 [mm]	T <sub>vzduchu</sub> – priemer 1989 + 1990 [°C]
1 – celá oblasť	194,780	866,2	950	1 043	1 992	6,07
2 – Selenec	15,881	976,8	958	1 047	2 005	5,46
3 – Drobkova dolina	1,450	1 161,3	1 097	1 185	2 282	4,44
4 – Vrátna dolina	4,443	1 209,5	1 440	1 465	2 905	4,18
5 – medzipovodie 6 070 – 6 065	27,609	850,7	864	952	1 816	6,15
6 – Blatnický potok	15,728	881,0	887	975	1 861	5,98
7 – Čierna voda	7,900	635,9	703	791	1 494	7,33
8 – Rybník	5,077	621,2	639	758	1 398	7,41
9 – Rakša – Rakša	9,572	796,9	782	895	1 677	6,45
10 – Somolán – medzipovodie 5 970 – 5 977	7,743	572,9	534	693	1 227	7,68
11 – Somolán – horné povodie	0,744	715,8	641	801	1 442	6,89
12 – Rakša – Dolinka	8,609	747,7	697	838	1 534	6,72
13 – Biela voda	4,101	851,2	1 102	1 182	2 284	6,15
14 – Žarnovica – dolné medzipovodie	22,008	841,1	972	1 069	2 041	6,20
15 – Túfna	2,135	999,8	1 213	1 293	2 506	5,33
16 – Bystrica – netriasová časť	10,346	948,4	1 174	1 255	2 429	5,61
17 – Veľké studienky	2,647	1 206,3	1 301	1 384	2 685	4,20
18 – Žarnovica – horné povodie	14,091	986,2	1 158	1 240	2 397	5,41
19 – horná Dedošová	3,859	1 299,1	1 438	1 518	2 955	3,68
20 – Harmanecký potok – najvyš. povodie	5,351	921,4	1 154	1 235	2 389	5,76
21 – medzipovodie Harmanecký potok 7 120 – 7 115	21,184	899,0	1 137	1 218	2 355	5,89
22 – medzipovodie 6 065 – 6 060	6,227	975,2	997	1 077	2 073	5,47
23 – Bartoška	8,261	982,7	1 200	1 281	2 481	5,43
24 – medzipovodie 6 060 – 6 045 – 6 050	2,917	1 241,6	1 420	1 483	2 903	4,00
25 – medzipovodie medzi ústím Blatnického potoka a objektom 6 091	3,896	545,0	635	723	1 357	7,83

Výsledky separácie odtoku podzemnej vody z jednotlivých čiastkových povodií, resp. medzipovodií v oblasti hydrogeologickej štruktúry Tlstej sa mohli zároveň porovnať aj s vyčísleným merným odtokom podzemnej vody z prameňov, zdokumentovaných v rámci zostavovania základnej hydrogeologickej mapy v oblasti. Prehľad o počte a sumárnej výdatnosti zmapovaných, resp. zdokumentovaných prameňov v samostatných čiastkových povodiach alebo medzipovodiach podáva tab. 5.31, znázornenie merného odtoku z prameňov je na obr. 5.21. Je potrebné uviesť, že najvýznamnejší a najvýdatnejší zachytený prameň „Vrcholový tunel“, resp. „Veľký tunel“, pozorovaný SHMÚ pod katalógovým číslom 1 269 (odvádzaný potrubím mimo povodia), je svojou polohou už tesne pod merným objektom 7 115 na Harmaneckom potoku. Vzhľadom na svoju infiltračnú oblasť vo vyššej časti územia je však prirátaný k čiastkovému povodiu č. 20 – podobne ako v neskôr uvedenej bilancii jednotlivých čiastkových povodií.

Pri vzájomnom porovnaní merného odtoku z prameňov z jednotlivých čiastkových povodií sa opakuje vysoká hodnota v čiastkovom povodí č. 20 v najvyššej časti povodia Harmaneckého potoka, do ktorej bol započítaný odtok z vodárensky zachyteného odtoku z vrcholového Harmaneckého tunela:  $56,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Druhou najvyššou hodnotou je však merný odtok z prameňov z Blatnickej doliny (čiastkové povodie č. 6;  $11,98 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), teda oblasti, ktorá v rámci výsledkov separácie podzemného odtoku z hydrogramu objektu č. 6 040 patrila skôr k „odtokovo priemerným“. Tento fakt si môžeme vysvetľovať buď prípadnou nepresnosťou merania na mernom objekte 6 040, alebo – oveľa pravdepodobnejšie – spôsobom zarátavania odoberaného množstva podzemnej vody k odtoku z tohto povodia.

Tab. 5.29. Výsledky spracovania dlhodobých pozorovaní povrchových tokov v medzipovodiach v oblasti hydrogeologickej štruktúry Tlstej za obdobie XI/1988 až X/1990. Pozn.: K hodnotám odtoku nameraným na záverečných profiloch medzipovodí a čiastkových povodí boli pripočítané hodnoty množstva podzemnej vody z prameňov, ktoré sa v nich nachádzajú.

Čiastkové povodie/medzipovodie	30-dňová voda [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	60-dňová voda [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	90-dňová voda [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	120-dňová voda [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	180-dňová voda [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	240-dňová voda [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	300-dňová voda [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	330-dňová voda [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	355-dňová voda [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	364-dňová voda [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]
1 – celá oblasť	3,706	3,250	2,981	2,779	2,494	2,233	2,123	2,034	1,919	1,846
2 – Selenec	0,191	0,176	0,168	0,168	0,155	0,138	0,119	0,117	0,109	0,109
3 – Drobkova dolina	0,037	0,029	0,028	0,025	0,024	0,021	0,018	0,016	0,015	0,013
4 – Vrátna dolina	0,174	0,142	0,085	0,075	0,053	0,043	0,031	0,025	0,024	0,023
5 – medzipovodie 6 070 – 6 065	0,370	0,243	0,196	0,176	0,131	0,102	0,066	0,041	0,006	0,000
6 – Blatnický potok	0,245	0,238	0,223	0,215	0,204	0,179	0,168	0,157	0,148	0,145
7 – Čierna voda	0,072	0,071	0,065	0,064	0,061	0,057	0,057	0,050	0,050	0,046
8 – Rybník	0,058	0,052	0,049	0,045	0,043	0,040	0,039	0,034	0,034	0,029
9 – Rakša – Rakša	0,090	0,087	0,084	0,084	0,078	0,073	0,066	0,064	0,059	0,053
10 – Somolán – medzipovodie 5 970 – 5 977	0,144	0,117	0,103	0,101	0,091	0,073	0,068	0,061	0,056	0,049
11 – Somolán – horné povodie	0,022	0,016	0,013	0,010	0,009	0,006	0,005	0,004	0,003	0,003
12 – Rakša – Dolinka	0,126	0,114	0,108	0,101	0,096	0,091	0,084	0,078	0,066	0,055
13 – Biela voda	0,032	0,014	0,011	0,010	0,008	0,007	0,006	0,006	0,005	0,005
14 – Žarnovica – dolné medzipovodie	0,591	0,458	0,392	0,357	0,322	0,286	0,254	0,233	0,184	0,143
15 – Túfna	0,044	0,036	0,032	0,024	0,019	0,015	0,013	0,011	0,008	0,008
16 – Bystrica – netriasová časť	0,572	0,440	0,343	0,286	0,191	0,162	0,128	0,127	0,112	0,093
17 – Veľké studienky	0,122	0,082	0,066	0,056	0,044	0,032	0,020	0,020	0,018	0,017
18 – Žarnovica – horné povodie	0,333	0,288	0,251	0,226	0,187	0,177	0,157	0,151	0,136	0,133
19 – horná Dedošová	0,207	0,163	0,126	0,112	0,094	0,065	0,049	0,046	0,041	0,033
20 – Harmanecký potok – najvyššie povodie	0,371	0,349	0,339	0,327	0,316	0,308	0,276	0,260	0,259	0,259
21 – medzipovodie Harmanecký potok 7 120 – 7 115	0,530	0,504	0,480	0,452	0,393	0,353	0,337	0,322	0,304	0,292
22 – medzipovodie 6 065 – 6 060	0,269	0,186	0,140	0,115	0,072	0,051	0,032	0,023	0,019	0,006
23 – Bartoška	0,026	0,019	0,018	0,018	0,014	0,013	0,010	0,010	0,008	0,005
24 – medzipovodie 6 060 – 6 045 – 6 050	0,162	0,112	0,092	0,076	0,060	0,044	0,026	0,016	0,008	0,002
25 – medzipovodie medzi ústím Blatnického p. a obj. 6 091	0,291	0,239	0,217	0,181	0,125	0,080	0,039	0,017	0,000	0,000

Tab. 5.30. Výsledky separácie podzemného odtoku z povrchových tokov v medzipovodiach v oblasti hydrogeologickej štruktúry Tlstej za obdobie XI/1988 až XI/1990. Pozn.: K hodnotám odtoku nameraným na záverčených profiloch medzipovodí a čiastkových povodí sa pripočítali hodnoty odobraného a odvedeného množstva podzemnej vody z prameňov, ktoré sa v nich nachádzajú.

Čiastkové povodie/medzipovodie	Celkový priem. merný odtok [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Merný podzemný odtok podľa:			Merný podzemný odtok vypočítaný z					Plocha povodia [km <sup>2</sup> ]
		Foster-Gedeona [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Castaného [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	Kilého [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	330-dňovej vody [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	300-dňovej vody [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	355-dňovej vody [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	364-dňovej vody [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]		
1 – celá oblasť	13,789	11,725	10,118	11,618	10,442	10,899	9,855	9,477	194,780	
2 – Seleneč	9,586	8,340	7,136	8,210	7,367	7,482	6,864	6,863	15,881	
3 – Drobkova dolina	17,089	12,699	10,163	12,422	11,036	12,416	10,347	8,967	1,450	
4 – Vrátna dolina	17,557	11,539	5,477	9,134	5,627	6,978	5,402	5,177	4,443	
5 – medzipovodie 6 070 – 6 065	6,380	1,157	1,087	1,376	1,482	2,390	0,216	0,000	27,609	
6 – Blatnický potok	12,698	11,855	9,383	11,730	9,955	10,655	9,383	9,192	15,728	
7 – Čierna voda	7,783	7,044	6,365	6,980	6,272	7,157	6,271	5,765	7,900	
8 – Rybník	8,904	7,559	6,914	7,428	6,697	7,617	6,697	5,712	5,077	
9 – Rakša – Rakša	8,082	7,187	6,477	7,178	6,679	6,888	6,156	5,530	9,572	
10 – Somolán – medzipovodie 5 970 – 5 977	12,455	8,161	8,506	8,272	7,878	8,782	7,232	6,327	7,743	
11 – Somolán – horné povodie	14,174	9,307	4,169	8,351	5,379	6,724	4,034	4,034	0,744	
12 – Rakša – Dolinka	11,457	9,484	8,764	9,364	9,062	9,759	7,668	6,390	8,609	
13 – Biela voda	3,112	1,873	1,349	1,653	1,463	1,463	1,219	1,219	4,101	
14 – Žarnovica – dolné medzipovodie	16,458	11,153	9,990	10,877	10,587	11,533	8,359	6,497	22,008	
15 – Túfna	10,844	8,075	3,747	7,329	5,152	6,089	3,747	3,747	2,135	
16 – Bystřica – netriasová časť	26,363	17,992	11,698	16,381	12,275	12,371	10,822	8,989	10,346	
17 – Veľké studienky	21,509	11,386	7,179	10,176	7,557	7,557	6,801	6,423	2,647	
18 – Žarnovica – horné povodie	15,505	12,815	9,821	12,544	10,710	11,122	9,646	9,433	14,091	
19 – horná Dedošová	26,811	18,746	10,296	16,995	11,920	12,697	10,624	8,550	3,859	
20 – Harmanceký potok – najvyššie povodie	59,120	55,961	48,400	55,698	48,569	51,577	48,400	48,400	5,351	
21 – medzipovodie Harmanceký potok 7 120 – 7 115	19,431	17,265	14,682	17,137	15,183	15,931	14,373	13,807	21,184	
22 – medzipovodie 6 065 – 6 060	17,326	4,882	3,469	4,818	3,694	5,139	3,051	0,957	6,227	
23 – Bartoška	1,926	1,437	0,956	1,353	1,211	1,211	0,965	0,605	8,261	
24 – medzipovodie 6 060 – 6 045 – 6 050	26,713	7,604	5,234	5,009	5,452	8,913	2,733	0,686	2,917	
25 – medzipov. medzi ústím Blatnického potoka obj. 6 091	35,949	1,213	4,552	4,107	4,364	9,919	0,000	0,000	3,896	

Tab. 5.31. Prehľad počtu zdokumentovaných prameňov v samostatných čiastkových povodiach alebo medzipovodiach v oblasti hydrogeologickej štruktúry Tlstej, ich sumárnej výdatnosti a merného odtoku z prameňov. Pozn.: Údaje z nekompletne hydrogeologicky zdokumentovaných povodí sú vynechané.

Označenie čiasťkového povodia/medzipovodia	Plocha čiasťk. povodia/ medzipovodia [km <sup>2</sup> ]	Počet prameňov	Sumárny odtok z prameňov [l . s <sup>-1</sup> ]	Priemerná výdatnosť prameňa [l . s <sup>-1</sup> ]	Merný odtok z prameňov [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]
2 – Seleneč	15,881	219	93,14	0,425	5,86
3 – Drobkova dolina	1,450	6	12,83	2,138	8,85
4 – Vrátna dolina	4,443	37	37,08	1,002	8,35
5 – medzipovodie 6 070 – 6 065	27,609	50	41,87	0,837	1,52
6 – Blatnický potok	15,728	172	188,40	1,095	11,98
7 – Čierna voda	7,900	22	18,12	0,824	2,29
8 – Rybník	5,077	23	9,24	0,402	1,82
9 – Rakša – Rakša	9,572	65	57,03	0,877	5,96
10 – Somolán – medzipovodie 5 970 – 5 977	7,743	24	44,75	1,865	5,78
11 – Somolán – horné povodie	0,744	7	0,79	0,113	1,06
12 – Rakša – Dolinka	8,609	59	44,67	0,757	5,19
13 – Biela voda	4,101	19	3,47	0,183	0,85
14 – Žarnovica – dolné medzipovodie	22,008	47	27,23	0,579	–
15 – Túfna	2,135	8	6,04	0,755	2,83
16 – Bystrica – netriasová časť	10,346	54	46,55	0,862	4,50
17 – Veľké studienky	2,647	39	12,06	0,309	4,56
18 – Žarnovica – horné povodie	14,091	137	93,16	0,680	6,61
19 – horná Dedošová	3,859	34	28,15	0,828	7,29
20 – Harmanecký potok – najvyššie povodie	5,351	13	302,36	23,258	56,50
21 – medzipovodie Harmanecký potok 7 120 – 7 115	21,184	43	35,63	0,829	–
22 – medzipovodie 6 065 – 6 060	6,227	76	41,63	0,548	–
23 – Bartoška	8,261	1	12,30	12,300	1,49
24 – medzipovodie 6 060 – 6 045 – 6 050	2,917	24	30,00	1,250	10,28
25 – Blatnica – nad obcou a pod obcou	3,896	13	1,56	0,120	0,40

Vodné zdroje v Blatnickej doline patria totiž k najintenzívnejšie využívaným v rámci celej oblasti vzhľadom na počet koncentrovaných výdatných výverov nachádzajúcich sa v relatívnej blízkosti jeden od druhého v celej Blatnickej doline. Vychádzajúc z evidencie odberov podzemnej vody, v prípade zdrojov, ktoré sa tu nachádzajú – pramene Pod Krahulčím, Krahulčie, Mokrý Jasenok nad chatou, Mokrý Jasenok pod chatou, Blatnica 3, Vlčie bralo a Rakytov (evidenčné čísla Hydrofondu 322 745, 322 746, 322 747, 322 748, 322 749, 322 750 a 322 754), sa k celkovému odtoku za hydrologické roky 1989 – 1990 pripočítavalo priemerne 76,8 l . s<sup>-1</sup>. Pri zráťavaní hodnôt odtoku z prameňov sa však pri tých istých zdrojoch použilo číslo získané z dlhodobých pozorovaní ich celkovej výdatnosti v sumárnej hodnote 131,57 l . s<sup>-1</sup>, teda o 54,77 l . s<sup>-1</sup> vyššie. Je pravdepodobné, že úloha povodia Blatnického potoka pri sústreďovaní odtoku podzemnej vody je pri hodnotení na základe separácie podzemného odtoku stanoveného zo súčtu nameraných hodnôt odtoku a hlásených odberov v bilancii potom zatlačená do pozadia v dôsledku skreslených údajov o odberoch v hodnotenom období. Vysoké hodnoty merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov sa zistili aj v povodí č. 24 (10,28 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>). Vyššie hodnoty majú aj neďaleké povodia č. 3 – Drobkova dolina (8,85 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>) a 4 – Vrátna dolina (8,35 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>). Obe povodia sú budované karbonátmi hronika a situované vo vyššej nadmorskej výške (1 161,3, resp. 1 209,5 m n. m.), takže zistené údaje plne odrážajú ich geologickú a klimatickú predispozíciu. Tá je však najviac badateľná v prípade medzipovodia 24 (medzipovodie medzi mernými objektmi 6 060, 6 045 a 6 050) s priemernou nadmorskou výškou 1 241,6 m a merným odtokom podzemnej vody vo forme prameňov 10,28 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>.

Kým v prípade ďalších čiastkových povodí a medzipovodí sa stretávame s hodnotami merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov v rozmedzí 4,5 – 7,3 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>, kolísajúcimi okolo priemernej hodnoty 6,67 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> vo všetkých takto hodnotiteľných čiastkových povodiach (č. 9, 10, 12,

16, 17, 18, 19, 22 – obr. 5.21, tab. 5.31), čiastkové povodia č. 25, 13, 11, 5 a 8 vykazujú veľmi nízky merný odtok vo forme prameňov, v rozmedzí  $0,40 - 1,82 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . V prípade čiastkových povodí č. 8 – Rybník a č. 7 – Čierna voda ( $1,82$ , resp.  $2,29 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) si to vysvetľujeme ich drénovaním na severovýchod do Blatnickej doliny, resp. potenciálnym prestupom podzemnej vody do sedimentov Turčianskej kotliny. Malé čiastkové povodie č. 11 (horné povodie toku Somolán/Somolický potok;  $1,06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) je zas zjavne drénované do dolnej časti povodia a čiastkové povodie č. 13 – Biela voda ( $0,85 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) do vrcholového Harmaneckého tunela. Najzaujímavejšie potom ostávajú čiastkové povodia č. 5 (medzipovodie medzi mernými objektmi 6 070 a 6 065 v Gaderskej doline) a 25 (Blatnica – nad obcou a pod obcou; medzipovodie medzi mernými objektmi 6 040, 6 070 a 6 091 v oblasti sútoku Blatnického a Gaderského potoka) s hodnotami merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov  $1,52$  a  $0,40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Ide o analogickú situáciu, aká bola konštatovaná aj pri hodnotách merného podzemného odtoku získaného separáciou hydrogramu: veľmi nízke hodnoty musia byť podmienené skrytým prestupom podzemnej vody do iných čiastkových povodí (sčasti azda do povodia Blatnického potoka, sčasti – ak to dovoľujú geologické podmienky – do kenozoických sedimentov Turčianskej kotliny). Súčasný poznávanie geologickej stavby územia (Polák et al., 1997) zatiaľ odporuje možnosti prestupu tejto vody smerom na do Necpalskej doliny (prameň Lazce). Karbonáty hronika, nachádzajúce sa nasunutú na slienitých vápencoch mraznického súvrstvia, sú na tomto (severnom) obmedzení hydrogeologickej štruktúry Tlstej vyzdvihnuté vysoko nad úroveň dna Necpalskej doliny. Budujú síce hrebeňové časti bočnej rássochy Dedošová ( $1\ 070 \text{ m n. m.}$ ) – Lazce ( $975 \text{ m n. m.}$ ) – Brotnica ( $836 \text{ m n. m.}$ ), no od erozívnej bázy sú oddelené pruhom slabo priepustného spodnokriedového mraznického súvrstvia, ktorý buduje nižšie svahy Necpalskej doliny. Genéza prameňa Lazce, prameňa s najvyššou priemernou výdatnosťou na Slovensku ( $558,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , rozkyv výdatnosti  $324,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  až  $1\ 370,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  podľa údajov SHMÚ za roky 1992 – 2002), sa spája s triasovými karbonátmi veporika v oblasti kót  $1\ 043$  Hrosková,  $1\ 107$  Osičné a  $1\ 305$  Štefanová medzi Necpalskou a Lubochnianskou dolinou (hydrogeologickou štruktúrou Hrosková – Osičné – Štefanová; Kullman a Gazda, 1973; Malík et al. 1993). Úvahy o (aspoň čiastočnom) pôvode vody prameňa Lazce prezentovali v minulosti starší autori (Bystrický, 1955; Bujalka a Drobáň, 1959). Geologická stavba prezentovaná na postupne zostavovaných detailnejších geologických mapách ( $1 : 200\ 000$ ,  $1 : 50\ 000$ ) však zastavila tento smer uvažovania. Deficit odtoku podzemnej vody z prameňov v medzipovodí č. 5 je však značný (pohybuje sa okolo  $120$  až  $160 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), podobne je to aj v prípade merného odtoku podzemnej vody stanoveného separáciou hydrogramov (deficit asi  $235 - 295 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Prepojenie alebo neprepojenie triasových karbonátov veporika a hronika je tu záležitosťou len niekoľkých stoviek metrov a v oblasti západne od horárne Smrekov v Necpalskej doline sú obe hydrogeologické štruktúry na krátkom úseku dokonca v kontakte. V súčasnosti však nemáme žiadne iné indicie, ktoré by podporovali takéto úvahy, a viac svetla môžu vniešť iba výsledky stopovacích skúšok a detailného geologického mapovania.

Na celom území hydrogeologickej štruktúry Tlstej, ktoré spadá do zmapovanej plochy západnej časti Veľkej Fatry, vystupuje z triasových karbonátov hronika spolu  $711$  prameňov so spoločnou výdatnosťou  $714,00 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pri ploche odkrytých karbonátov  $122,814 \text{ km}^2$ , na ktorých sa vykonávalo podrobné hydrogeologické mapovanie na mapách v mierke  $1 : 10\ 000$ , z toho vychádza jednorazový merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov len  $5,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . V porovnaní s infiltračnými možnosťami, ktoré sú tu viac ako dvojnásobne vyššie –  $12,72 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , resp.  $1\ 561,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (tab. 5.24), ide o nízku hodnotu. Pretože však pri zostavovaní hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999) sa z východnej časti tejto štruktúry zistil merný odtok z prameňov vyšší ako  $255 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , je zrejmé, že veľká časť vody prestupuje smerom na východ do zdroja „Veľký tunel“ (tiež „Vrcholový tunel“), využívaného v rámci Pohronského skupinového vodovodu na zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou. Zdroj Veľký/Vrcholový tunel je pozorovaný SHMÚ od roku 1994 (kat. č. 1 269), jeho priemerná výdatnosť v rokoch 1995 – 2004 bola  $228,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

### Hydrologická bilancia čiastkových povodí a medzipovodí v oblasti štruktúry Tlstej

Vzhľadom na to, že bilancované územie tvorí vrcholovú časť pohoria Veľká Fatra, na ľavej strane základnej bilančnej rovnice (1) sme pri tomto konkrétnom území neuvažovali členy  $P_{\text{pov}}$  a  $P_{\text{cez}}$  a vzhľadom na nulovú externú dotáciu medzipovodí (umelo privádzanú) vodou ( $P_{\text{pr}}$ ) sme predpokladali, že tvorba prírodných zdrojov podzemnej vody je len zo zrážok ( $Z$ ) spadnutých na hodnotené územie. Uvedeným postupom sme potom po anulovaní niektorých členov základnej rovnice hydrologickej

bilancie (1) v prípade jednotlivých území v jednotlivých 24 medzipovodiach bilančnú rovnicu zjednodušili do aplikovanej formy bilančnej rovnice (2):

$$Z + P_{\text{pov}} + P_{\text{cez}} + P_{\text{pr}} = ET + O_{\text{pov}} + O_{\text{pod}} + O_{\text{cez}} + O_{\text{odb}} \pm \Delta R \pm \Delta R_{\text{pp}} \quad (1)$$

$$Z = ET + O_{\text{pov}} + O_{\text{pod}} + O_{\text{cez}} + O_{\text{odb}} \pm \Delta R \pm \Delta R_{\text{pp}}, \quad (2)$$

kde: Z – zrážky spadnuté na hodnotenú oblasť,  
 $P_{\text{pov}}$  – prítok vody povrchovými tokmi do hodnotenej oblasti,  
 $P_{\text{cez}}$  – cezhraničný prítok podzemnej vody (skrytý prítok podzemnej vody),  
 $P_{\text{pr}}$  – dotácia vody do hodnoteného územia (vodovodné zásobovanie, závlahy a i.),  
 ET – reálna evapotranspirácia,  
 $O_{\text{pov}}$  – odtok vody povrchovými tokmi z hodnotenej oblasti,  
 $O_{\text{pod}}$  – evidovaný odtok podzemnej vody prameňmi na obode hodnotenej oblasti,  
 $O_{\text{cez}}$  – cezhraničný odtok podzemnej vody z hodnotenej oblasti,  
 $O_{\text{odb}}$  – odber vody odvádzaný mimo hodnoteného územia,  
 $\pm \Delta R$  – zmena zásob podzemnej vody v hodnotenej oblasti,  
 $\pm \Delta R_{\text{pp}}$  – zmena zásob pôdnej vody v hodnotenej oblasti – zmena vlhkosti pôdy.

V rámci zostavovania hydrologickej bilancie jednotlivých skúmaných medzipovodí náležiacich z veľkej časti k hydrogeologickej štruktúre Tlstej za hydrologické roky 1989 – 1990 sme sa pokúsili sústrediť na skrytú vodovýmenu, resp. skryté prestupy podzemnej vody medzi jednotlivými medzipovodiami, dané hodnotou cezhraničného odtoku podzemnej vody  $O_{\text{cez}}$ , ktorého veľkosť sa vypočítala podľa rovnice (3). Súčet  $O_{\text{pov}} + O_{\text{pod}} + O_{\text{odb}}$  môžeme nazvať celkovým evidovaným odtokom  $O_{\text{celk-ev}}$  – rovnica (4) – a rovnicu (3) na výpočet cezhraničného odtoku podzemnej vody  $O_{\text{cez}}$  potom zjednodušiť do rovnice (5). V prípade hodnoteného územia sa hodnota odtoku podzemnej vody prameňmi na obode hodnotenej oblasti  $O_{\text{pod}}$  prirátavala k odtoku vody povrchovými tokmi z hodnotenej oblasti  $O_{\text{pov}}$ , resp. bola súčasťou člena  $O_{\text{celk-ev}}$  aj spolu s odbermi vody odvádzanými mimo hodnoteného územia  $O_{\text{odb}}$ .

$$O_{\text{cez}} = Z - (ET + O_{\text{pov}} + O_{\text{pod}} + O_{\text{odb}} \pm \Delta R \pm \Delta R_{\text{pp}}), \quad (3)$$

$$O_{\text{celk-ev}} = O_{\text{pov}} + O_{\text{pod}} + O_{\text{odb}}, \quad (4)$$

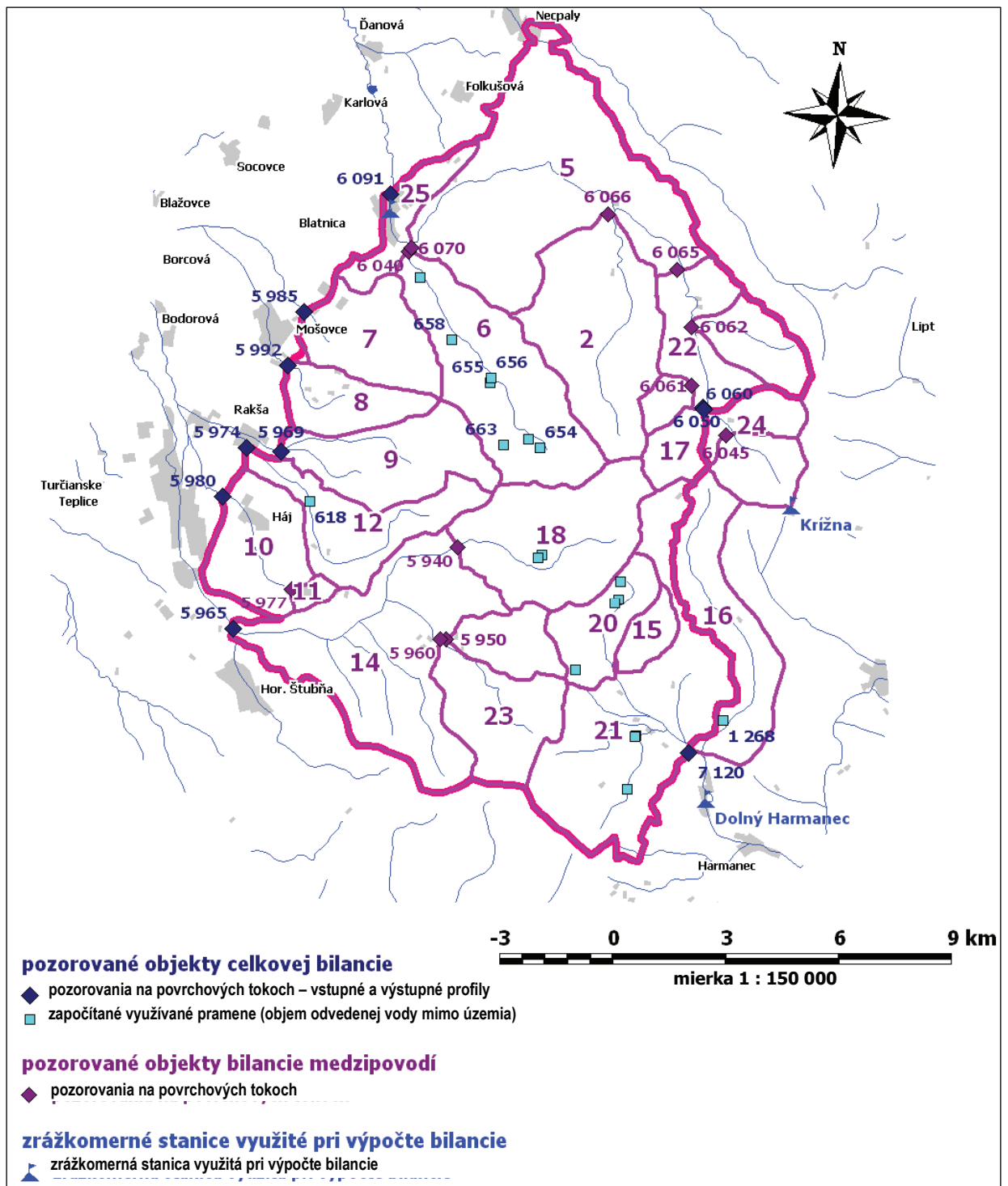
$$O_{\text{cez}} = Z - (ET + O_{\text{celk-ev}} \pm \Delta R \pm \Delta R_{\text{pp}}), \quad (5)$$

kde:  $O_{\text{celk-ev}}$  – celkový evidovaný odtok z hodnotenej oblasti.

Hodnoty sumárnych odberov podzemnej vody do vodovodnej siete odvádzaných mimo hodnoteného územia sa použili tie isté ako v práci Šalagovej et al. (1992). V hydrologických rokoch 1988, 1989 a 1990 predstavovali  $497,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $467,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $562,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Vzhľadom na absenciu základnej geologickej mapy oblasti v príslušnej mierke v období dokončovania vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992; geologická mapa Poláka et al., 1997, bola vydaná až o päť rokov neskôr; pozn. autora) sa v rámci prieskumu nedali zosúladiť hranice skúmaného hydrogeologického rajónu MV 023 a reálneho priebehu geologických štruktúr. Keby sa bol prieskum vykonával v neskoršom období, riešitelia by boli pravdepodobne posunuli lokalizáciu niektorých merných objektov podľa spomínanej geologickej mapy. Na druhej strane treba však konštatovať, že vtedy realizované množstvo pozorovaní prevyšuje akékoľvek dnešné úsilie o súčasné sústredené sledovanie prietoku na takom relatívne malom území. Autorom vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992) sa tak podarilo nazhromaždiť materiál s obrovskou výpovednou hodnotou aj pre ďalšie generácie. Poloha objektov reálne zodpovedala geologickým poznatkom danej doby a je tiež možné, že postup poznávania geologickej stavby územia opraví aj naše súčasné predstavy o ideálnej polohe merných objektov.

V rámci vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992) bolo v oblasti hydrogeologickej štruktúry triasových karbonátov hronika v širokom okolí kóty 1 373 Tlstá spolu zdokumentovaných 417 prameňov, z toho 334 z výdatnosťou nižšou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , 60 prameňov s výdatnosťou  $1,0$  až  $5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a 23 prameňov s výdatnosťou vyššou ako  $5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Hydrogeochemický prieskum Šalagovej et al. (1992) realizovaný v rámci vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu sa zakladal na spracovaní rozsiahleho dokumentačného materiálu 365 odberov vzoriek vody z prameňov na chemickú analýzu, pričom bolo ešte spracovaných 30 vzoriek vody z povrchových tokov (bližšie v kapitolách 3.1.2 a 6.).



Obr. 5.22. Znáznornenie medzipovedí s výpočtom hydrologickej bilancie vnútri hydrogeologickej štruktúry Tlstej za obdobie XI/1988 až X/1990 na mape (čísla medzipovedí zodpovedajú číslam v tab. 5.27 až 5.30).

Okrem ďalších prác sa na 119 profiloch v dvoch obdobiach realizovali aj merania prietoku a v roku 1987 uskutočnili R. Drlička, F. Mezovský a D. Maďar v rámci tohto hydrogeologického prieskumu aj termometrické a rezistivimetrické merania na povrchových tokoch. Merania sa vykonali na potoku Zápotočie vo Folkušovej, Čiernej vode pri Mošovciach, v Blatnickej doline sa premeriaval tok v oblasti Praženej doliny a Juriašovej a v Gaderskej doline tok Gaderského potoka v oblasti Dedošovej doliny, Selenca a priamo v obci Blatnica. Rezistivimetrické a termometrické merania sa robili aj v oblasti Žarnovickej doliny. Tieto merania mali potvrdiť významné skryté prestupy podzemnej vody do povrchových tokov v centrálnej časti hydrogeologickej štruktúry v súlade s výsledkami Kullmana a Gazdu

(1973). Tí za najvýznamnejšie lokality skrytých prestupov podzemnej vody vnútri kryhy považovali oblasť Dedošovej doliny, oblasť Praženej doliny v najvrchnejšej časti Blatnickej doliny a oblasť doliny Rakytová v Blatnickej doline. Pri západnom okraji kryhy to boli lokality sv. od Mošoviec, Rakše, Hája a v sútokovej oblasti Blatnického a Gaderského potoka. Výsledky merania prietoku realizovaného vyhl'adávacím hydrogeologickým prieskumom (Šalagová et al., 1992) sme sa v rámci zostavovanej hydrogeologickej mapy snažili preniesť do geografického informačného systému spolu s výsledkami našich meraní prietoku na území hydrogeologickej štruktúry Tlstej. V nasledujúcom texte budeme postupne zobrazovať a charakterizovať výsledky meraní prietoku na jednotlivých povrchových tokoch s ohľadom na komunikáciu podzemnej a povrchovej vody – zistené skryté prestupy podzemnej vody do povrchových tokov alebo skryté straty prietokového množstva povrchových tokov medzi jednotlivými meranými profilmi.

Tab. 5.32. Vstupné údaje na výpočet zmien vodných zásob medzipodvií v hydrogeologickej štruktúre Tlstej za obdobie XI/1988 až X/1990.

Povodie	Tvar výpočtovej rovnice	Odtok dňa 1. 11. 1988 [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	Odtok dňa 31. 10. 1989 [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]	Odtok dňa 31. 10. 1990 [m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ]
1 – celá oblasť	$3,017 \cdot e^{-0,025 \cdot t} + 2,570 \cdot e^{-0,29 \cdot t} + 6,530 \cdot (1 - 0,41 \cdot t)$	2,127	2,227	3,672
2 – Selenec	$0,134 \cdot e^{-0,004 \cdot t} + 0,18 \cdot e^{-0,31 \cdot t} + 0,55 \cdot (1 - 0,73 \cdot t)$	0,126	0,160	0,165
3 – Drobkova dolina	$0,034 \cdot e^{-0,03 \cdot t} + 0,012 \cdot e^{-0,088 \cdot t} + 0,005 \cdot (1 - 0,33 \cdot t)$	0,015	0,025	0,028
4 – Vrátna dolina	$0,055 \cdot e^{-0,008 \cdot t} + 0,328 \cdot e^{-0,1 \cdot t} + 0,198 \cdot (1 - 0,33 \cdot t)$	0,031	0,040	0,212
5 – medzipovodie 6 070 – 6 065	$0,366 \cdot (1 - 0,066 \cdot t) + 0,99 \cdot (1 - 0,154 \cdot t)$	0,110	0,011	0,290
6 – Blatnický potok	$0,223 \cdot e^{-0,003 \cdot t} + 0,08 \cdot e^{-0,09 \cdot t} + 0,19 \cdot (1 - 0,5 \cdot t)$	0,240	0,215	0,159
7 – Čierna voda	$0,061 \cdot e^{-0,003 \cdot t} + 0,032 \cdot e^{-0,6 \cdot t}$	0,063	0,060	0,084
8 – Rybník	$0,043 \cdot e^{-0,006 \cdot t} + 0,144 \cdot e^{-0,5 \cdot t}$	0,037	0,044	0,050
9 – Rakša – Rakša	$0,092 \cdot e^{-0,006 \cdot t} + 0,009 \cdot e^{-0,3 \cdot t}$	0,084	0,087	0,075
10 – Somolán – medzipovodie 5 970 – 5 977	$0,092 \cdot e^{-0,004 \cdot t} + 0,24 \cdot e^{-0,18 \cdot t} + 0,32 \cdot (1 - 0,5 \cdot t)$	0,057	0,101	0,109
11 – Somolán – horné povodie	$0,027 \cdot e^{-0,025 \cdot t} + 0,021 \cdot e^{-0,15 \cdot t} + 0,021 \cdot (1 - 0,3 \cdot t)$	0,004	0,007	0,009
12 – Rakša – Dolinka	$0,132 \cdot e^{-0,023 \cdot t} + 0,048 \cdot e^{-0,9 \cdot t}$	0,102	0,091	0,0804
13 – Biela voda	$0,011 \cdot e^{-0,007 \cdot t} + 0,065 \cdot (1 - 0,24 \cdot t)$	0,007	0,008	0,007
14 – Žarnovica – dolné medzi- povodie	$0,49 \cdot e^{-0,015 \cdot t} + 0,49 \cdot (1 - 0,1 \cdot t) + 0,175 \cdot (1 - 0,7 \cdot t)$	0,265	0,255	0,688
15 – Túfna	$0,020 \cdot e^{-0,005 \cdot t} + 0,027 \cdot (1 - 0,013 \cdot t) + 0,032 \cdot (1 - 0,034 \cdot t)$	0,013	0,013	0,045
16 – Bystrica – netrias. časť	$0,130 \cdot e^{-0,001 \cdot t} + 0,269 \cdot e^{-0,108 \cdot t} + 0,550 \cdot (1 - 0,47 \cdot t)$	0,127	0,204	0,516
17 – Veľké studienky	$0,034 \cdot e^{-0,012 \cdot t} + 0,085 \cdot e^{-0,19 \cdot t} + 0,300 \cdot (1 - 0,42 \cdot t)$	0,020	0,066	0,099
18 – Žarnovica – horné povodie	$0,190 \cdot e^{-0,003 \cdot t} + 0,570 \cdot (1 - 0,03 \cdot t) + 0,550 \cdot (1 - 0,4 \cdot t)$	0,154	0,214	0,178
19 – horná Dedošová	$0,075 \cdot e^{-0,006 \cdot t} + 0,096 \cdot e^{-0,053 \cdot t} + 0,065 \cdot (1 - 0,07 \cdot t)$	0,046	0,070	0,146
20 – Harmanecký potok – najvyššie povodie	$0,293 \cdot e^{-0,001 \cdot t} + 0,060 \cdot e^{-0,02 \cdot t} + 0,160 \cdot (1 - 0,21 \cdot t)$	0,269	0,280	0,375
21 – medzipovodie Harmanecký potok 7 120 – 7 115	$0,377 \cdot e^{-0,005 \cdot t} + 0,180 \cdot (1 - 0,07 \cdot t)$	0,357	0,338	0,524
22 – medzipovodie 6 065 – 6 060	$0,046 \cdot e^{-0,03 \cdot t} + 0,095 \cdot e^{-0,2 \cdot t} + 0,283 \cdot (1 - 0,74 \cdot t)$	0,021	0,041	0,299
23 – Bartoška	$0,019 \cdot e^{-0,006 \cdot t} + 0,026 \cdot (1 - 0,17 \cdot t)$	0,015	0,010	0,016
24 – medzipovodie 6 060 – 6 045 – 6 050	$0,126 \cdot e^{-0,093 \cdot t} + 0,035 \cdot (1 - 0,38 \cdot t)$	0,058	0,081	0,125
25 – medzipovodie medzi ústím Blatnického potoka a objektom 6 091	$0,039 \cdot e^{-0,029 \cdot t} + 0,054 \cdot e^{-0,2 \cdot t} + 0,31 \cdot (1 - 0,043 \cdot t)$	0,138	0,162	0,181



Tab. 5.33. Výsledky výpočtu zmien vodných zásob medzipovodií v hydrogeologickej štruktúre Tlstej za obdobie XI/1988 až X/1990.

Povodie	$\Sigma\Delta R$ 1989 – 1988 [m <sup>3</sup> ]	$\Sigma\Delta R$ 1990 – 1989 [m <sup>3</sup> ]	$\Sigma\Delta R$ 1990 – 1988 [m <sup>3</sup> ]	$\Sigma\Delta R$ 1989 – 1988 [mm]	$\Sigma\Delta R$ 1990 – 1989 [mm]	$\Sigma\Delta R$ 1990 – 1988 [mm]
1 – celá oblasť	282 035	2 290 779	2 572 814	1,4	11,8	13,2
2 – Seleneč	121 710	6 741	128 451	7,7	0,4	8,1
3 – Drobkova dolina	24 370	6 800	31 170	16,8	4,7	21,5
4 – Vrátna dolina	73 391	293 159	366 550	16,5	66,0	82,5
5 – medzipovodie 6 070 – 6 065	-21 263	86 510	65 247	-0,8	3,1	2,4
6 – Blatnický potok	-242 963	-1 396 249	-1 639 212	-15,4	-88,8	-104,2
7 – Čierna voda	-23 860	46 595	22 736	-3,0	5,9	2,9
8 – Rybník	58 023	8 945	66 967	11,4	1,8	13,2
9 – Rakša – Rakša	37 436	-158 717	-121 281	3,9	-16,6	-12,7
10 – Somolán – medzipovodie 5 970 – 5 977	576 184	19 619	595 803	74,4	2,5	76,9
11 – Somolán – horné povodie	10 350	6 849	17 199	13,9	9,2	23,1
12 – Rakša – Dolinka	-41 313	-41 323	-82 636	-4,8	-4,8	-9,6
13 – Biela voda	12 343	-12 343	0	3,0	-3,0	0,0
14 – Žarnovica – dolné medzipovodie	-57 602	1 190 139	1 132 538	-2,6	54,1	51,5
15 – Túfna	0	128 251	128 251	0,0	60,1	60,1
16 – Bystrica – netriasová časť	402 989	240 829	643 818	38,9	23,3	62,2
17 – Veľké studienky	102 549	16 766	119 316	38,7	6,3	45,1
18 – Žarnovica – horné povodie	558 121	-34 767	523 353	39,6	-2,5	37,1
19 – horná Dedošová	215 975	246 779	462 754	56,0	63,9	119,9
20 – Harmanecký potok – najvyšš. povodie	494 752	1 947 195	2 441 946	92,5	363,9	456,3
21 – medzipovodie Harmanecký potok 7 120 – 7 115	-159 546	594 332	434 786	-7,5	28,1	20,5
22 – medzipovodie 6 065 – 6 060	36 766	76 089	112 855	5,9	12,2	18,1
23 – Bartoška	-72 001	86 401	14 400	-8,7	10,5	1,7
24 – medzipovodie 6 060 – 6 045 – 6 050	21 368	27 464	48 832	7,3	9,4	16,7
25 – medzipovodie medzi ústím Blatnického p. objektom 6 091	21 131	18 818	39 949	5,4	4,8	10,3

### Blatnický potok

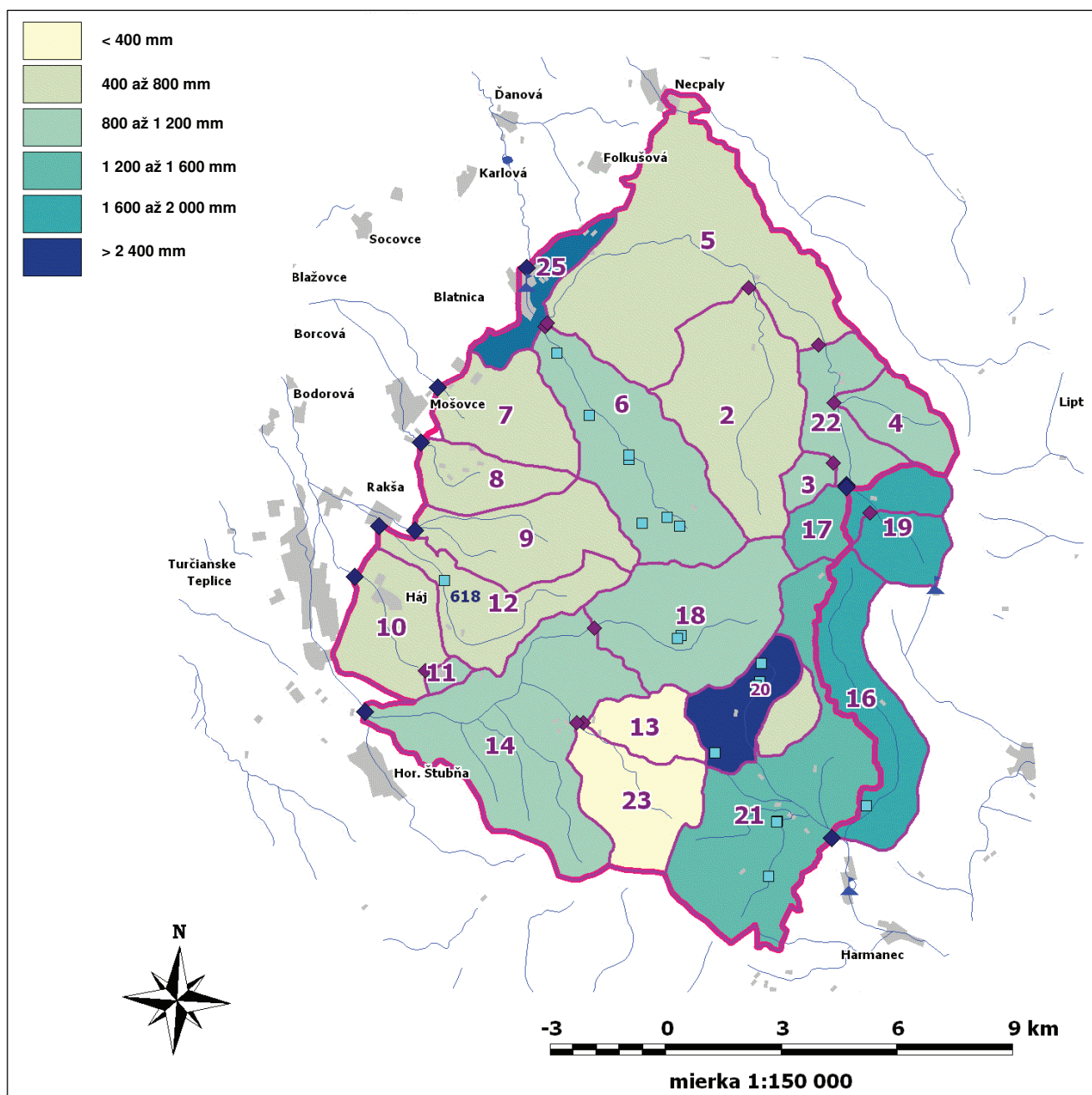
V oblasti Blatnickej doliny sa v súčasnosti nachádza viacero prirodzených koncentrovaných výstupov podzemnej vody, v súčasnosti už zachytených ako zdroje pitnej vody na hromadné zásobovanie obyvateľstva (Krahulčie, Pod Krahulčím, Rakytov, Mokrý Jasenok nad chatou, Mokrý Jasenok pod chatou, Blatnická dolina 3, Vlčie bralo). V období pred zachytením týchto prameňov považovali Kullman a Gazda (1973) za lokality s najväčším potenciálom skrytých prestupov podzemnej vody oblasť Praženej doliny v najvrchnejšej časti Blatnickej doliny ( $55 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a oblasť doliny Rakytová v Blatnickej doline ( $90 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Dvomi sériami meraní realizovaných v júni (9. 6.) a októbri (6. 10.) 1987 sa overili skryté prestupy podzemnej vody do Blatnického potoka na obdobných miestach, ale v rôznom množstve v závislosti od hydrologickej situácie (obr. 5.27 a 5.28). Väčšie skryté prírastky prietoku sa zaznamenali meraniami v júni 1987 (zelená farba), menšie v októbri 1987 (fialová farba). V oblasti boli termometrickými a rezistivimetrickými meraniami identifikované aj významné miesta skrytých prestupov (žlté šípky na obrázkoch). Získané výsledky (Šalagová et al., 1992) svedčia o rovnomernom skrytom zvyšovaní prietokového množstva Blatnického potoka v celej hornej časti Blatnickej doliny (obr. 5.27). Menšie straty boli zdokumentované len v najnižšej časti Blatnickej doliny v oblasti pod prameňom Vlčie bralo (obr. 5.28) pod profilom č. 50.

Tab. 5.34. Výsledky výpočtu vodnej bilancie medzipovodií v hydrogeologickej štruktúre Tlstej za obdobie XI/1988 až X/1990 – porovnanie vypočítanej evapotranspirácie (Thornthwaite, 1948) a evapotranspirácie z bilančnej rovnice za predpokladu nulového cezhraničného odtoku ( $O_{cez} \approx 0$ ).

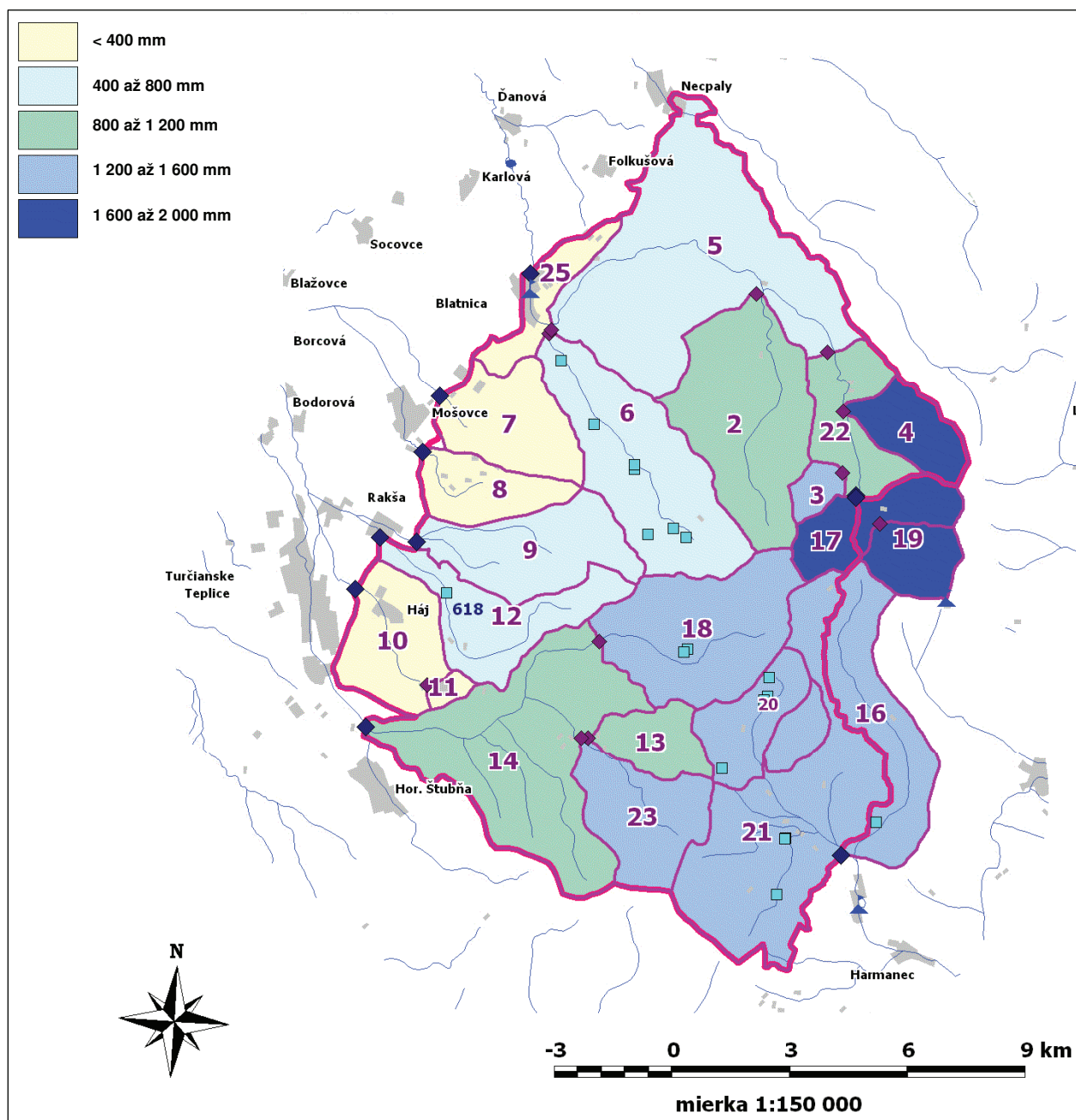
Povodie	Zrážky Z [mm]	$O_{celk-év}$ – celkový príem. odtok [mm]	$\pm \Delta R$ – zmena zásob podz. vody [mm]	$\pm \Delta Rp$ – zmena zásob vody v pôde [mm]	Eb – evapotranspir. z bilančnej rovnice [mm]	ET – výpar z povrchu pôdy Thornthwaitovou metódou [mm]	Chyba výpočtu Er (Eb – ET)/Eb [–]	Rozdiel Eb – ET [mm]	Rozdiel Eb – ET ( $O_{cez}$ ?) [m <sup>3</sup> ]
1 – celá oblasť	1 992	870	13	0	1 109	1 122	-1,1 %	-12	-2 366 925
2 – Selenec	2 005	605	8	0	1 392	1 085	22,1 %	307	4 882 291
3 – Drobkova dolina	2 282	1 078	21	0	1 182	1 023	13,5 %	160	231 361
4 – Vrátna dolina	2 905	1 107	83	0	1 715	1 008	41,2 %	707	3 140 950
5 – medzipovodie 6 070 – 6 065	1 816	402	2	0	1 411	1 116	20,9 %	295	8 149 633
6 – Blatnický potok	1 861	801	-104	0	1 165	1 116	4,1 %	48	759 192
7 – Čierna voda	1 494	491	3	40	960	1 074	-11,9 %	-114	-903 723
8 – Rybník	1 398	562	13	61	762	1 028	-34,9 %	-266	-1 350 561
9 – Rakša – Rakša	1 677	510	-13	5	1 175	1 095	6,8 %	80	765 662
10 – Somolán – medzipovodie 5 970 – 5 977	1 227	786	77	65	300	932	-210,4 %	-632	-4 891 674
11 – Somolán – horné povodie	1 442	894	23	57	467	1 000	-114,1 %	-533	-396 325
12 – Rakša – Dolinka	1 534	723	-10	27	794	1 045	-31,6 %	-251	-2 161 498
13 – Biela voda	2 284	196	0	0	2 087	1 109	46,9 %	978	4 010 853
14 – Žamovica – dolné medzipovodie	2 041	1 038	51	2	949	1 116	-17,6 %	-167	-3 668 222
15 – Tířna	2 506	684	60	0	1 762	1 077	38,9 %	685	1 462 798
16 – Bystrica – netriasová časť	2 429	1 663	62	0	704	1 093	-55,2 %	-388	-4 019 007
17 – Veľké studienky	2 685	1 357	45	0	1 284	1 009	21,4 %	275	727 659
18 – Žamovica – horné povodie	2 397	978	37	0	1 382	1 082	21,7 %	300	4 234 366
19 – horná Dedošová	2 955	1 691	120	0	1 144	979	14,5 %	165	638 303
20 – Harmanecký potok – najvyššie povodie	2 389	3 729	456	0	-1 796	1 097	161,1 %	-2 893	-15 483 439
21 – medzipovodie Harmanecký potok 7 120 – 7 115	2 355	1 226	21	0	1 109	1 101	0,8 %	9	182 061
22 – medzipovodie 6 065 – 6 060	2 073	1 093	18	0	962	1 085	-12,8 %	-123	-766 015
23 – Bartoška	2 481	121	2	0	2 358	1 083	54,1 %	1 275	10 529 142
24 – medzipovodie 6 060 – 6 045 – 6 050	2 903	1 685	17	0	1 201	998	17,0 %	204	594 429
25 – medzipovodie medzi ústím Blatnického potoka a objektom 6 091	1 357	2 267	10	63	-983	1 038	205,6 %	-2 021	-7 872 520
<b>MEDZIPOVODIA SPOLU:</b>	2 045	935	26	8	1 075	1 081	-0,5 %	-6	-1 204 284

Tab. 5.35. Výsledky výpočtu hydrologickej bilancie medzipovodí v hydrogeologickej štruktúre Tlstej za obdobie XI/1988 až X/1990, stanovenie cezhraničného odtoku  $O_{cez}$  (predpokladanej výmeny vody) medzi jednotlivými povodiami.

Povodie/medzipovodie	PE – Thornthwaite	ER – reálny výpar, Thornthwaite [mm]	Odtokový potenciál podľa Thornthwaite [mm]	Odtokový potenciál podľa Thornthwaite [m <sup>3</sup> ]	$O_{celk-év}$ – celk. odtok vody XI/1988 až X/1990 zistený pozorovaním [m <sup>3</sup> ]	$O_{celk-év}$ – celk. odtok vody XI/1988 až X/1990 zistený pozorovaním [mm]	$O_{cez}$ – rozdiel celk. odtoku vody (pozorovania – výpočet) [m <sup>3</sup> ]	$O_{cez}$ – rozdiel celk. odtoku vody (pozorovania – výpočet) [mm]	Pomer rozdielu celk. odtoku vody (pozorovania: výpočet) [%]
1 – celá oblasť	1 122	1 122	871	169,611	169,405	870	-0,206	-1	-0,1
2 – Selenec	1 085	1 085	920	14,613	9,602	605	-5,011	-316	-52
3 – Drobkova dolina	1 023	1 023	1 259	1,825	1,563	1 078	-0,263	-181	-17
4 – Vrátna dolina	1 008	1 008	1 897	8,427	4,919	1 107	-3,507	-790	-71
5 – medzipovodie 6 070 – 6 065	1 127	1 116	700	19,326	11,111	402	-8,215	-298	-74
6 – Blatnický potok	1 116	1 116	745	11,716	12,596	801	0,880	56	7
7 – Čierna voda	1 206	1 074	379	2,997	3,878	491	0,881	112	23
8 – Rybník	1 212	1 028	309	1,567	2,851	562	1,284	253	45
9 – Rakša – Rakša	1 147	1 095	577	5,524	4,879	510	-0,644	-67	-13
10 – Somolán – medzipovodie 5 970 – 5 977	1 229	932	231	1,787	6,083	786	4,296	555	71
11 – Somolán – horné povodie	1 177	1 000	384	0,286	0,665	894	0,379	510	57
12 – Rakša – Dolinka	1 165	1 045	462	3,977	6,221	723	2,244	261	36
13 – Biela voda	1 127	1 109	1 174	4,816	0,805	196	-4,011	-978	-498
14 – Žarnovica – dolné medzipovodie	1 131	1 116	923	20,309	22,845	1 038	2,536	115	11
15 – Túfna	1 077	1 077	1 429	3,051	1,460	684	-1,591	-745	-109
16 – Bystrica – netriasová časť	1 094	1 093	1 337	13,829	17,204	1 663	3,375	326	20
17 – Veľké studienky	1 009	1 009	1 677	4,437	3,590	1 357	-0,847	-320	-24
18 – Žarnovica – horné povodie	1 082	1 082	1 316	18,537	13,780	978	-4,758	-338	-35
19 – horná Dedošová	979	979	1 976	7,627	6,526	1 691	-1,101	-285	-17
20 – Harmanecký potok – najvyššie povodie	1 103	1 097	1 292	6,913	19,954	3 729	13,041	2 437	65
21 – medzipovodie Harmanecký potok 7 120 – 7 115	1 110	1 101	1 255	26,579	25,962	1 226	-0,617	-29	-2
22 – medzipovodie 6 065 – 6 060	1 085	1 085	988	6,152	6,805	1 093	0,653	105	10
23 – Bartoška	1 083	1 083	1 398	11,547	1,003	121	-10,544	-1 276	-1 051
24 – medzipovodie 6 060 – 6 045 – 6 050	998	998	1 905	5,558	4,915	1 685	-0,643	-221	-13
25 – medzipovodie medzi ústím Blatnického potoka a objektom 6 091	1 240	1 038	257	1,001	8,833	2 267	7,833	2 011	89
MEDZIPOVODIA SPOLU:	1 117	1 081	956	202,400	198,051	935	-4,350	-20,5	-2,2

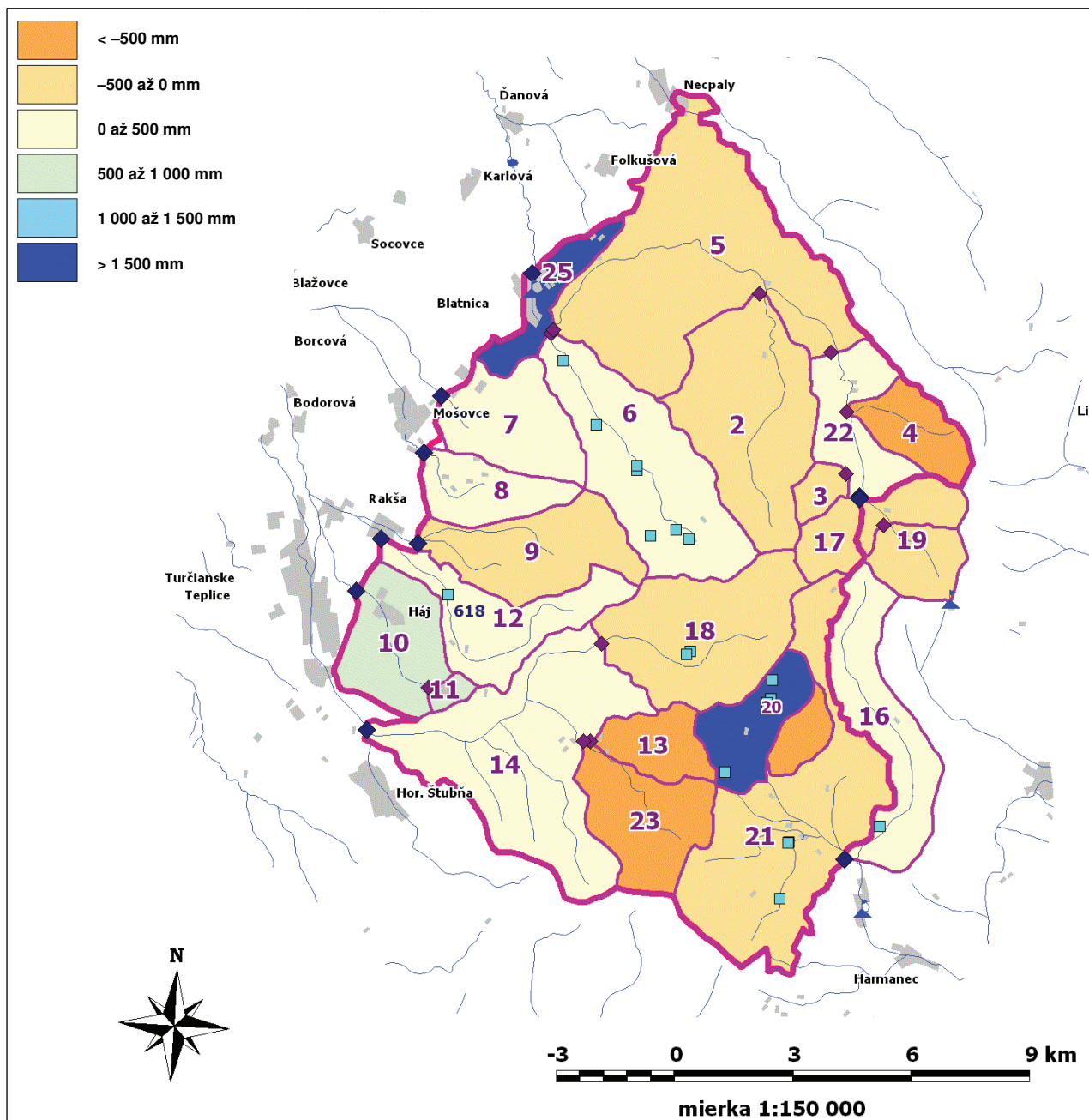


Obr. 5.23. Nameraný priemerný merný odtok [mm] z jednotlivých medzipovodí v bezprostrednom okolí hydrogeologickej štruktúry Tlstej v hydrologických rokoch 1989 až 1990 (čísla medzipovodí zodpovedajú číslam v tab. 5.27 až 5.30).

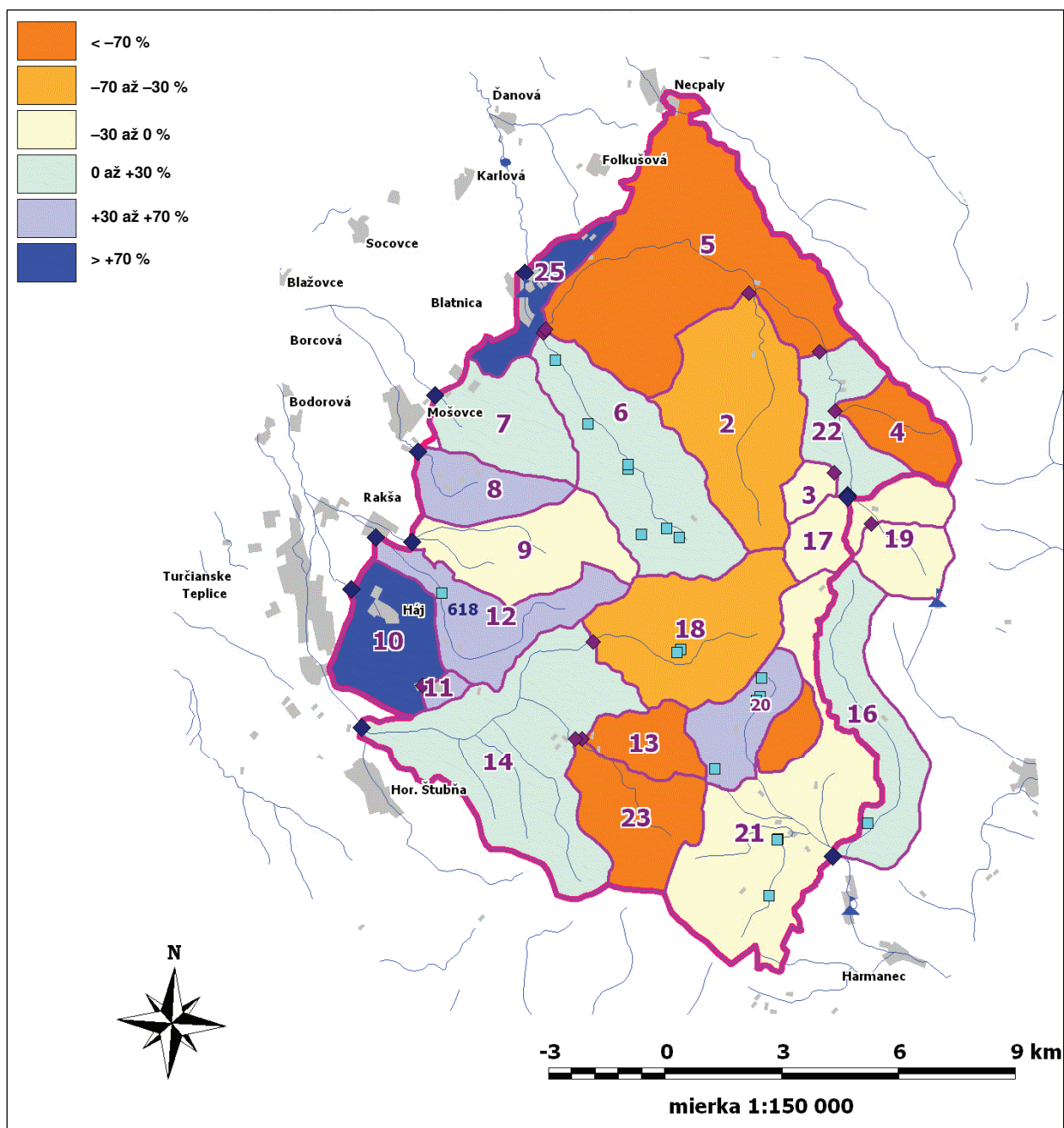


Obr. 5.24. Potenciálny priemerný merný odtok [mm] z jednotlivých medzipovodí v bezprostrednom okolí hydrogeologickej štruktúry Tlstej v hydrologických rokoch 1989 až 1990, vypočítaný dosadením vypočítaných hodnôt reálnej evapotranspirácie do bilančnej rovnice (2) pri predpoklade nulovej hodnoty cezhraničného odtoku (čísla medzipovodí zodpovedajú číslam v tab. 5.27 až 5.30).





Obr. 5.25. Rozdiel medzi zisteným a potenciálnym priemerným merným odtokom [mm] z jednotlivých medzipovodí v bezprostrednom okolí hydrogeologickej štruktúry Tlštej v hydrologických rokoch 1989 až 1990 (čísla medzipovodí zodpovedajú číslam v tab. 5.27 až 5.30).



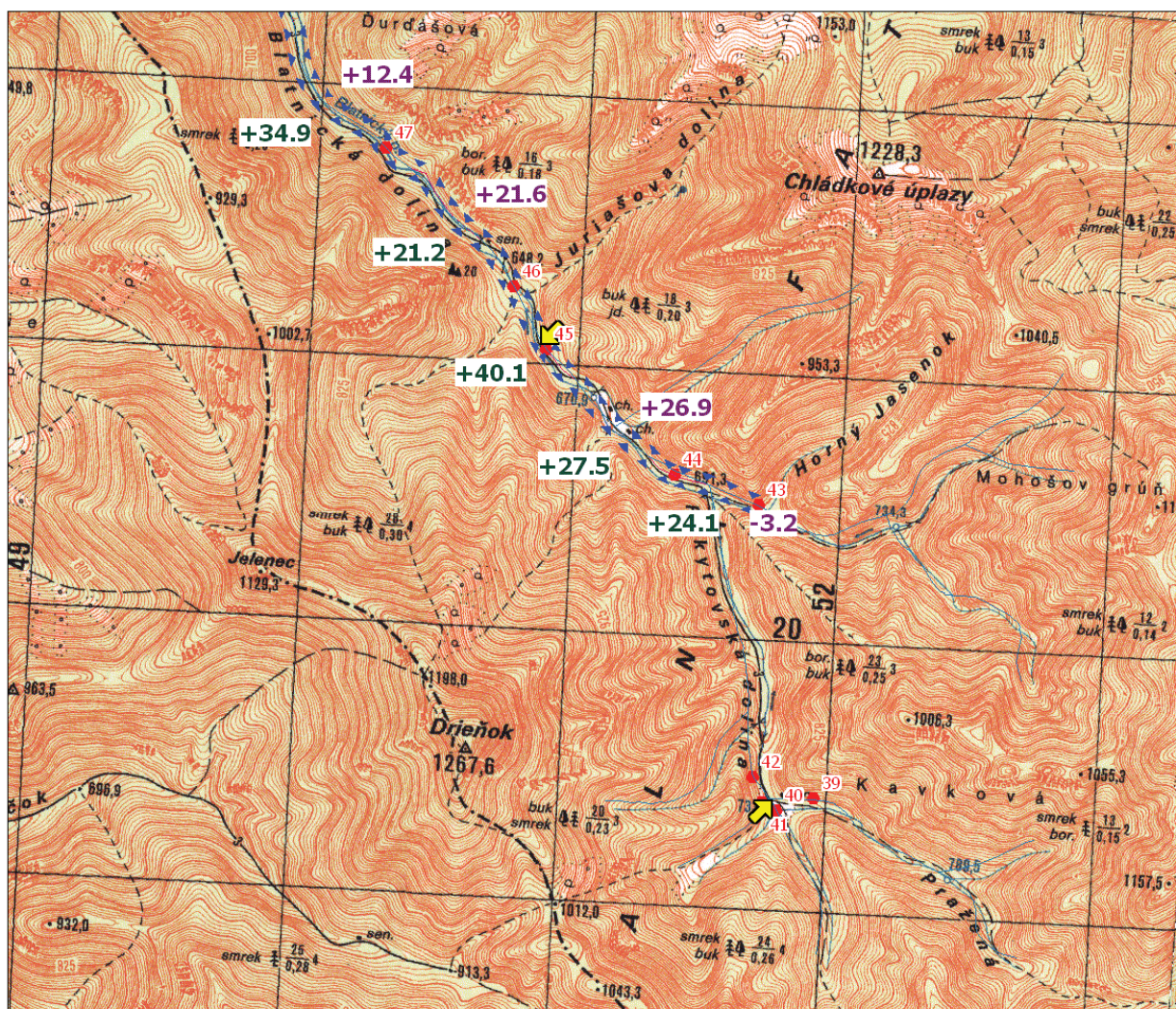
Obr. 5.26. Pomer zisteného a potenciálneho priemerného merného odtoku [mm] z jednotlivých medzipovodí v bezprostrednom okolí hydrogeologickej štruktúry Tlštej v hydrologických rokoch 1989 až 1990 (čísla medzipovodí zodpovedajú číslam v tab. 5.27 až 5.30).



Merania na úseku Blatnického potoka pod sútokom s Gaderským potokom (už v intraviláne obce Blatnica) boli poznačené nejednoznačnosťou, resp. rozdielnou funkciou (dotácia/drenáž) v rôznom čase. Termometrické a rezistivimetrické merania tu síce zistili až tri lokality s intenzívnymi skrytými prístupmi podzemnej vody (obr. 5.27), no v tej istej oblasti sa napr. 17. 6. a 18. 10. 1987 zaznamenali straty prietokového množstva  $-1721 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $-1041 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V tejto oblasti možno teda predpokladať rýchlu vzájomnú výmenu vody medzi skrasovateným masívom a povrchovými tokmi Blatnického a Gaderského potoka, ktorej smer (z povrchových tokov alebo do nich) závisí od stupňa nasýtenia horninového prostredia podzemnou vodou.

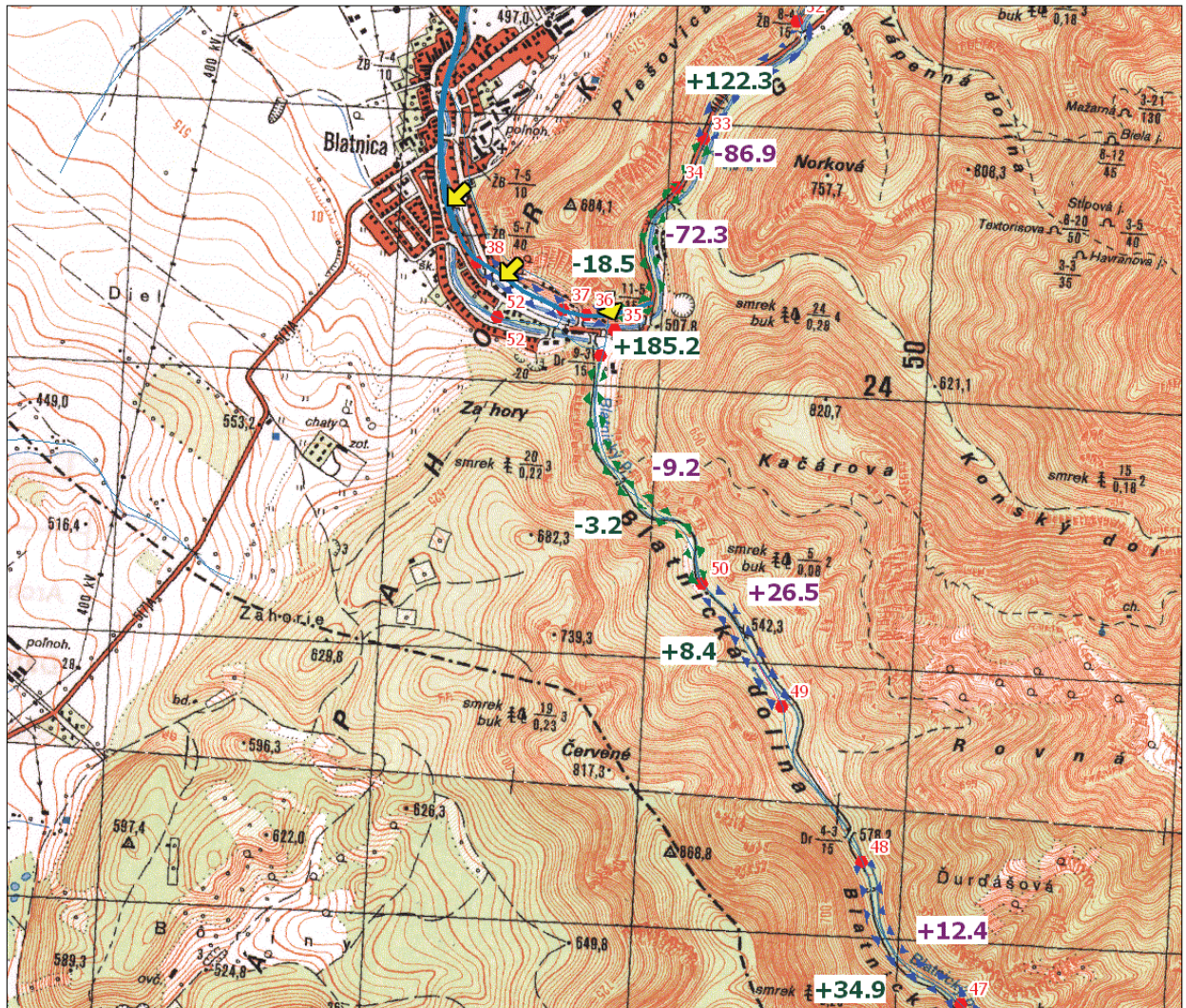
Vzhľadom na veľký prietok v tejto oblasti a z toho rezultujúcu veľkosť relatívnej chyby pri jeho meraní v porovnaní so získanými hodnotami prírastkov alebo úbytkov sme pri našom meraní prietoku tento úsek Blatnického potoka merali iba v jednej sérii, pričom horná časť doliny až po sútok s Gaderským potokom sa overovala až tromi sériami meraní (tab. 5.36 až 5.39).

Z merania prietoku realizovaného v rámci zostavovania základnej hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 v Blatnickej doline (tab. 5.37 až 5.39, obr. 5.29 až 5.31) vyplýva, že aj po vodárenskom zachytení významných prameňov (a odvedení ich vody mimo povrchového toku) aj naďalej pretrváva dotovanie prietokového množstva Blatnického potoka skrytým prístupom podzemnej vody, nie však už v množstve, zistenom predchádzajúcimi meraniami. V oblasti medzi profilmi VFT 002 a VFT 003 v hornej časti doliny okolo zachytených prameňov „Jasenok-horný“



Obr. 5.27. Blatnická dolina – horná časť, výsledky merania prietoku na overenie vzťahu povrchovej a podzemnej vody z vyhládavacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992). Červenou farbou sú vyznačené polohy meraných profilov a ich číselné označenie, skryté prírastky (+) alebo úbytky (-) prietoku zaznamenané meraniami v júni 1987 sú zelenou farbou, v októbri 1987 fialovou farbou. Žlté šípky označujú významné miesta skrytých prístupov podzemnej vody identifikované termometrickými a rezistivimetrickými meraniami v rámci toho istého prieskumu.





Obr. 5.28. Blatnická dolina – dolná časť, výsledky merania prietoku na overenie vzťahu povrchovej a podzemnej vody z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992). Červenou farbou sú vyznačené polohy meraných profilov a ich číselné označenie, skryté prírastky (+) alebo úbytky (-) prietoku zaznamenané meraniami v júni 1987 sú zelenou farbou, v októbri 1987 fialovou farbou. Žlté šípky označujú významné miesta skrytých prestupov podzemnej vody identifikované termometrickými a rezistivimetrickými meraniami v rámci toho istého prieskumu.

Tab. 5.36. Blatnická dolina, zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 10. 8. 2000.

Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFT 001	Rakytovská dolina	Blatnická dolina – sútok Rakytovskej a Mohošovej		12,26		
VFT 002	Mohošova dolina	Blatnická dolina – sútok Rakytovskej a Mohošovej	76,78			
VFT 003	Blatnický potok	Blatnická dolina – pod chatou a pram. Jasenok	67,11		-21,93	3,36
VFT 004	Blatnický potok	Blatnická dolina – pod mostom pod Bukovou dol.	109,80		42,69	5,49
VFT 005	Blatnický potok	Blatnická dolina	149,69		39,88	7,48
VFT 006	Blatnický potok	Blatnická dolina – pri pozorovaných prameňoch Blatnická dol. 5 a 6	159,29		9,60	7,96
VFT 007	Blatnický potok	Blatnická dolina – most 400 m nad Vlčím bralom	103,31		-55,98	5,17
VFT 008	Blatnický potok	Blatnická dolina – 200 m pod pram. Vlčie bralo	129,73		26,42	6,49
VFT 009	Blatnický potok	Blatnická dolina – limnigraf, ústie	86,93		-42,79	4,35

Tab. 5.37. Blatnická dolina, zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 6. 9. 2000.

Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFT 001	Rakytovská dolina	Blatnická dolina – sútok Rakytovskej a Mohošovej		17,79		
VFT 002	Mohošova dolina	Blatnická dolina – sútok Rakytovskej a Mohošovej	57,12			
VFT 003	Blatnický potok	Blatnická dolina – pod chatou a pram. Jasenok	76,14		1,22	3,81
VFT 004	Blatnický potok	Blatnická dolina – pod mostom pod Bukovou dol.	97,58		21,44	4,88
VFT 005	Blatnický potok	Blatnická dolina	107,33		9,75	5,37
VFT 006	Blatnický potok	Blatnická dolina – pri pozorovaných prameňoch Blatnická dol. 5 a 6	113,43		6,10	5,67
VFT 007	Blatnický potok	Blatnická dolina – most 400 m nad Vlčím bralom	110,34		-3,09	5,52
VFT 008	Blatnický potok	Blatnická dolina 200 m pod pram. Vlčie bralo	116,17		5,83	5,81
VFT 009	Blatnický potok	Blatnická dolina – limnigraf, ústie	136,72		20,54	6,84

Tab. 5.38. Blatnická dolina, zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 12. 9. 2000.

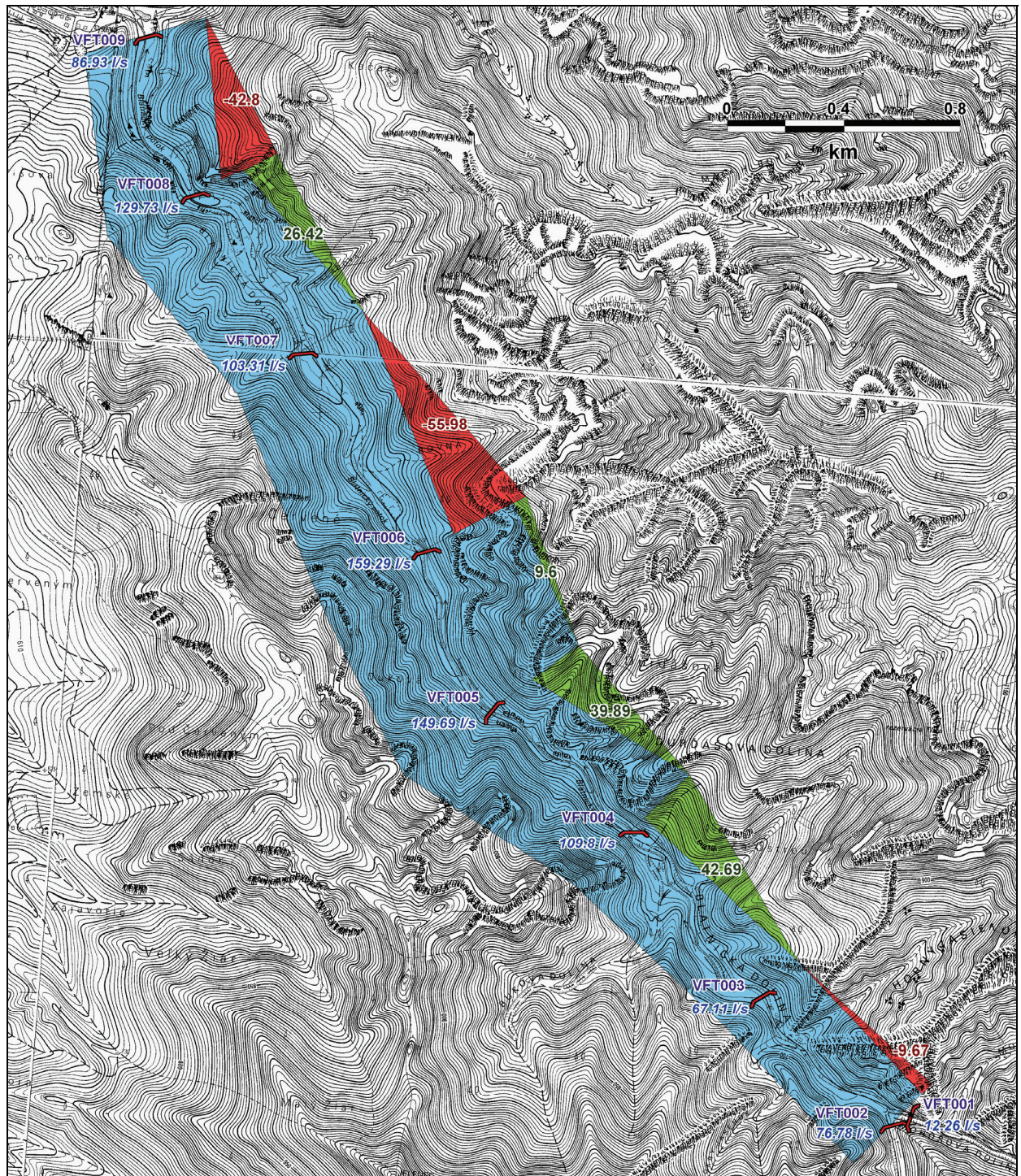
Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFT 001	Rakytovská dolina	Blatnická dolina – sútok Rakytovskej a Mohošovej		16,13		
VFT 002	Mohošova dolina	Blatnická dolina – sútok Rakytovskej a Mohošovej	54,17			
VFT 003	Blatnický potok	Blatnická dolina – pod chatou a pram. Jasenok	66,44		-3,86	3,32
VFT 004	Blatnický potok	Blatnická dolina – pod mostom pod Bukovou dol.	92,43		25,99	4,62
VFT 005	Blatnický potok	Blatnická dolina	100,41		7,99	5,02
VFT 006	Blatnický potok	Blatnická dolina – pri pozorovaných prameňoch Blatnická dol. 5 a 6	109,26		8,85	5,46
VFT 007	Blatnický potok	Blatnická dolina – most 400 m nad Vlčím bralom	106,25		-3,01	5,31
VFT 008	Blatnický potok	Blatnická dolina – 200 m pod pram. Vlčie bralo	112,81		6,57	5,64
VFT 009	Blatnický potok	Blatnická dolina – limnigraf, ústie	125,85		13,03	6,29

Tab. 5.39. Blatnická dolina, priemerné hodnoty vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím zistené meraním prietoku v dňoch 10. 8. 2000, 6. 9. 2000 a 12. 9. 2000.

Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]
VFT 001	Rakytovská dolina	Blatnická dolina – sútok Rakytovskej a Mohošovej		15,39	
VFT 002	Mohošova dolina	Blatnická dolina – sútok Rakytovskej a Mohošovej	62,69		
VFT 003	Blatnický potok	Blatnická dolina – pod chatou a pram. Jasienok	69,90		-8,19
VFT 004	Blatnický potok	Blatnická dolina – pod mostom pod Bukovou dol.	99,94		30,04
VFT 005	Blatnický potok	Blatnická dolina	119,14		19,21
VFT 006	Blatnický potok	Blatnická dolina – pri pozorov. prameňoch Blatnická dol. 5 a 6	127,33		8,18
VFT 007	Blatnický potok	Blatnická dolina – most 400 m nad Vlčím bralom	106,63		-20,69
VFT 008	Blatnický potok	Blatnická dolina – 200 m pod pram. Vlčie bralo	119,57		12,94
VFT 009	Blatnický potok	Blatnická dolina – limnigraf, ústie	116,50		-3,07

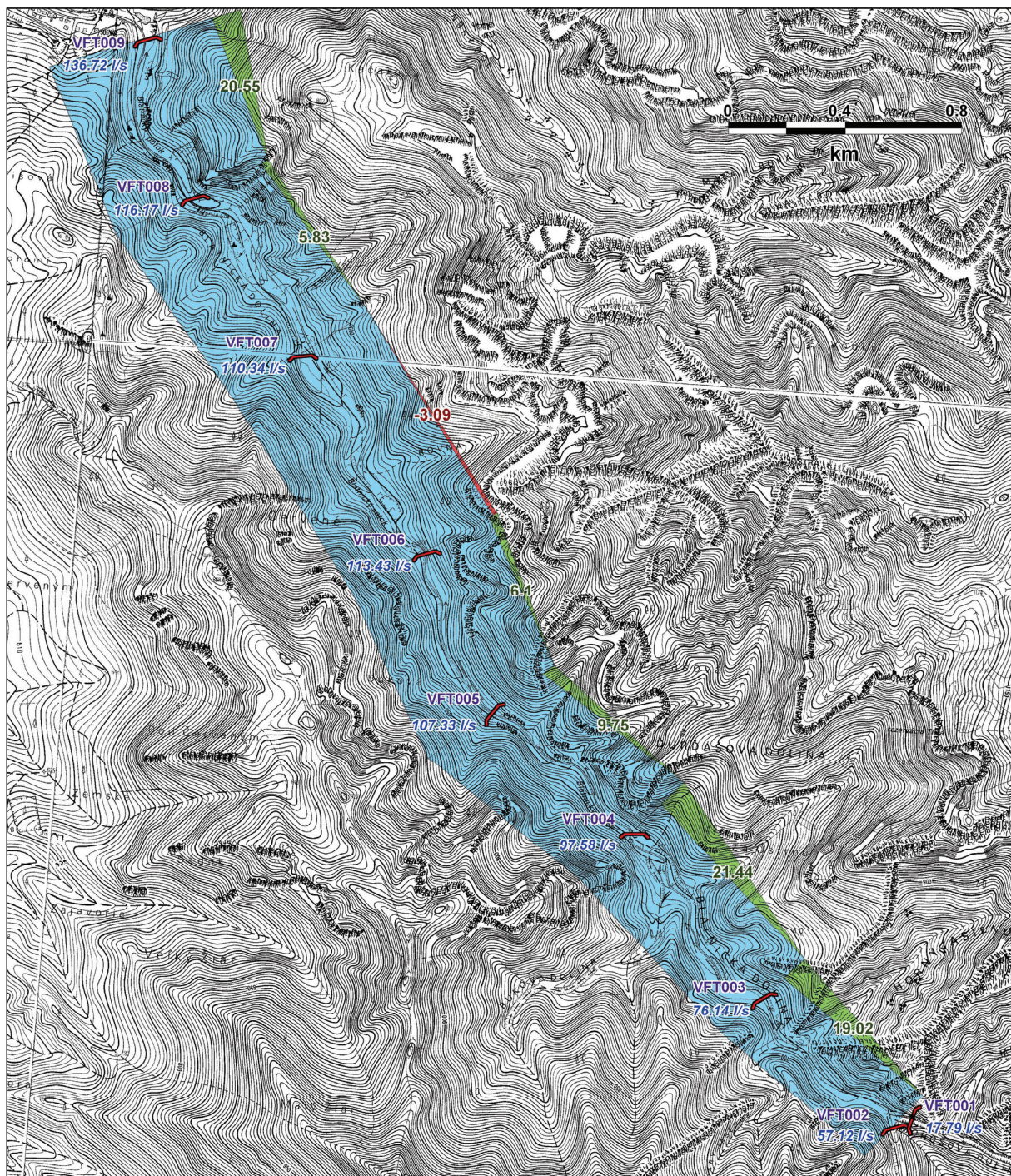


a „Jasenok-dolný“ sa dokonca zistili mierne straty vody z potoka (tab. 5.39, priemerne  $8,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), potok však naďalej „zbiera“ podzemnú vodu medzi profilmi VFT 003, 004, 005 až 006 (spolu priemerne  $57,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Pod profilom VFT 006 (profily VFT 007 až 009) sa v rámci troch meraní striedajú zistenia skrytých prírastkov aj úbytkov prietoku, no v sumáre sú tieto hodnoty nie príliš výrazné. V oblasti obce Blatnica sme dňa 14. 7. 2006 vykonali jednu sériu meraní prietoku od sútoku Gaderského a Blatnického potoka až po obec Ďanová. Výsledky sú znázornené na obr. 5.32 a zosumarizované v tab. 5.40. Výraznejšie anomálie zistené na úseku medzi profilmi Bla-10 a Bla-12 a profilmi Bla-12 a Bla-13 sú však ovplyvnené mlynským náhonom nachádzajúcim sa v Blatnici a naďalej platí nejednoznačnosť zistení o vzťahu podzemnej a povrchovej vody v tejto oblasti.



Obr. 5.29. Blatnická dolina – výsledky merania prietoku zo dňa 10. 8. 2000.



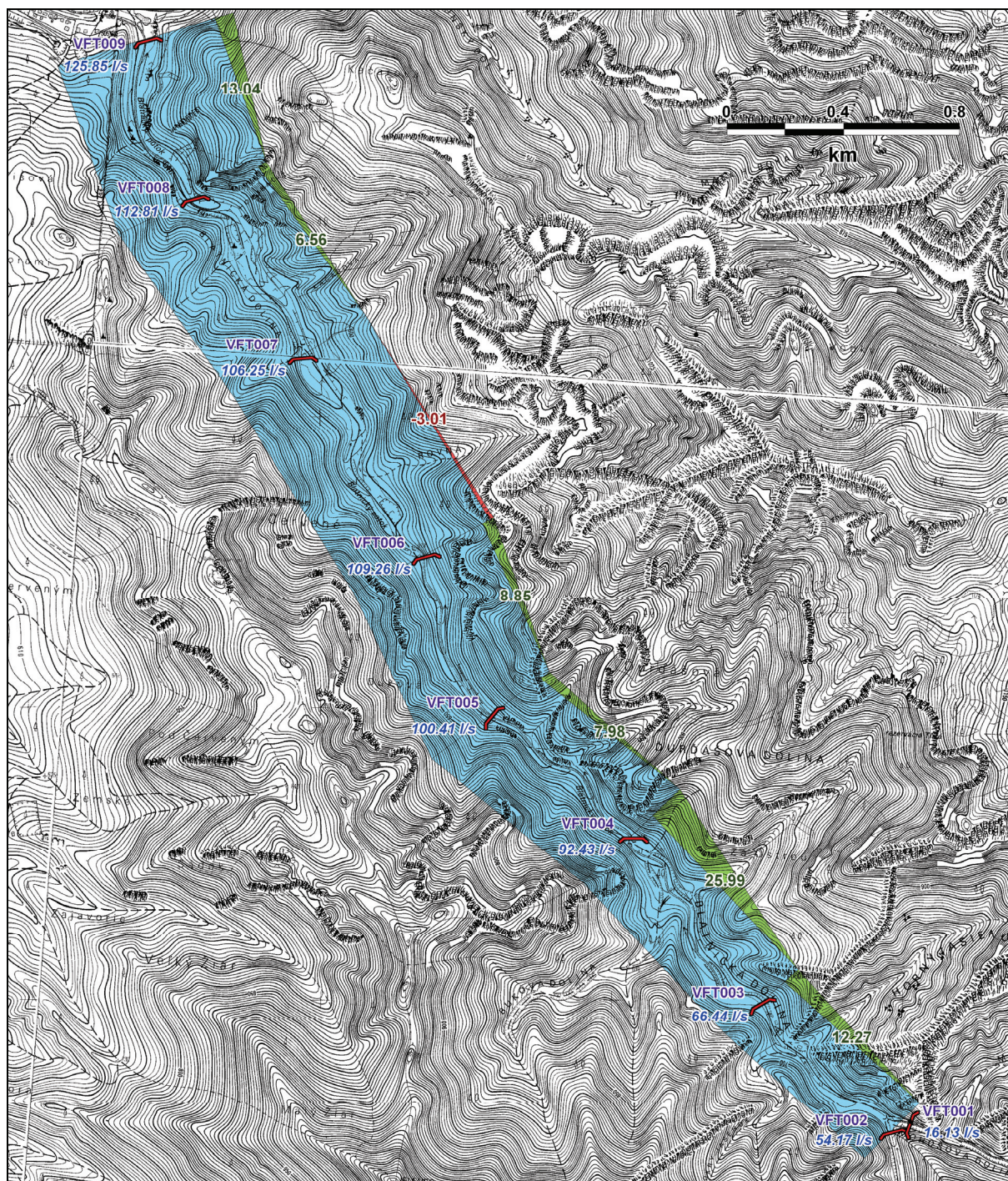


Obr. 5.30. Blatnická dolina – výsledky merania prietoku zo dňa 6. 9. 2000.

Tab. 5.40. Blatnický potok v oblasti Blatnice, zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horným prostredím meraním prietoku dňa 14. 7. 2006.

Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
Bla-10	Gaderský potok	pred ústím do Blatnického potoka	666,51			
Bla-11	Blatnický potok	pred zaústením Gaderského potoka		256,53		
Bla-12	Blatnický potok	v Blatnici pod mostom	837,95		-85,09	41,90
Bla-13	Blatnický potok	na dolnom konci pri ihrisku v úrovni družstva	972,60		134,65	48,63
Bla-14	Blatnický potok	križovanie poľnej cesty z. od kóty 560,4 Koňuš	1 080,87			
Bla-15	Blatnický potok	v. od obce Karlová	1 090,43		9,56	54,52
Bla-16	Blatnický potok	nad horným koncom obce Ďanová	1 046,21		-44,22	52,31





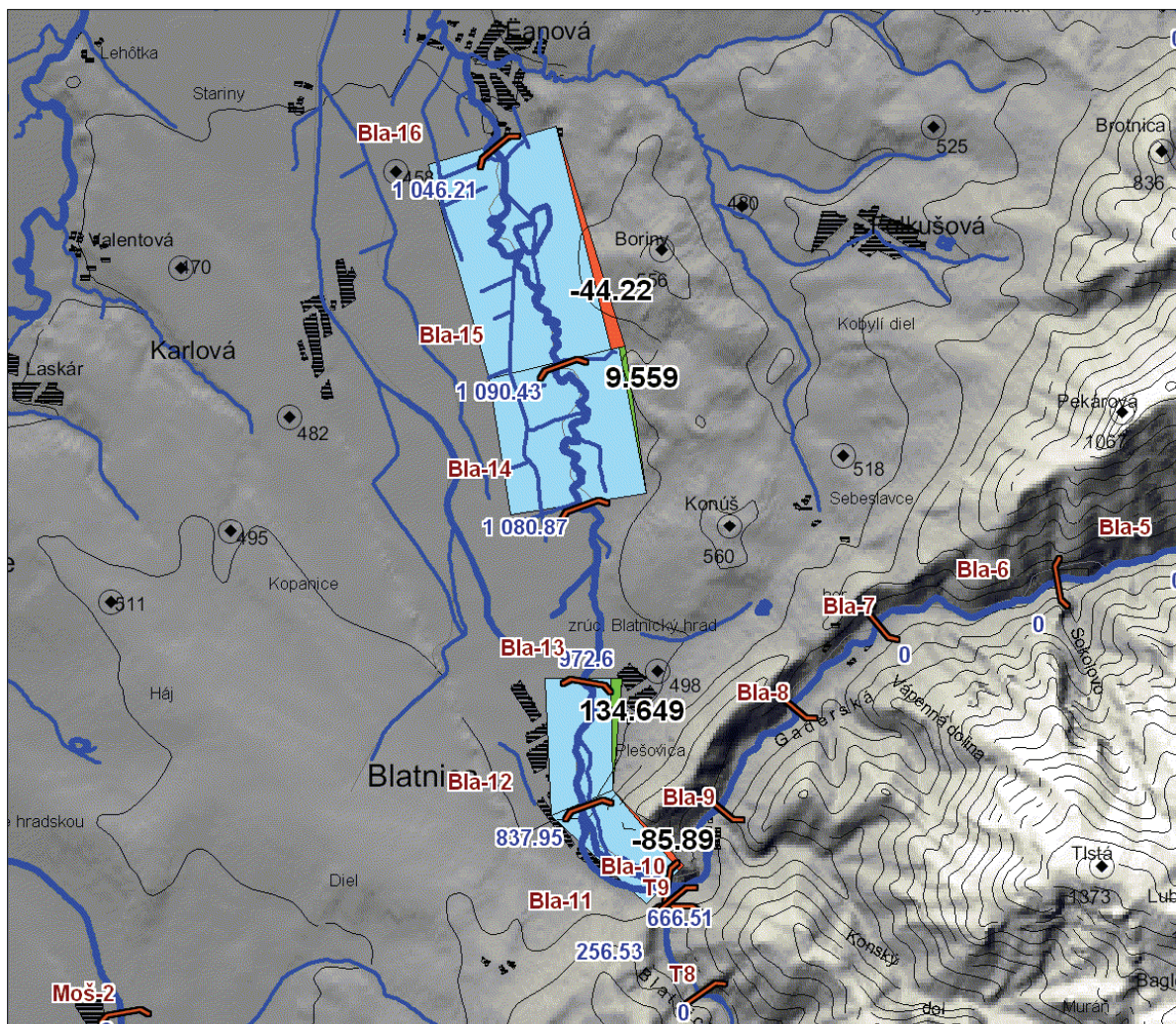
Obr. 5.31. Blatnická dolina – výsledky merania prietoku zo dňa 12. 9. 2000.

### Gaderský potok

Na hornom toku Gaderského potoka Kullman a Gazda (1973) konštatovali významné skryté zvýšenia prietoku v oblasti Vrátnej doliny na zhruba 1,5 km úseku horného toku so skrytým prírastkom  $116 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V tejto oblasti sa neskôr realizovali (obr. 5.33 až 5.35) aj merania hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992). Tie síce v júni 1987 (10. 6. 1987) zistili významné prírastky prietokového množstva Gaderského potoka v tejto oblasti (Veľké studienky až Vrátna dolina; obr. 5.33), sumárne až medzi  $200 - 300 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , no meraniami v suchšom období zo dňa 7. 10. 1987 sa tu zistil sumárny skrytý prestup len okolo  $50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (obr. 5.33). Navyše, poniže vyústenia doliny Vrátna sa zistil výrazný úsek prietokových strát ( $-167,7$ , resp.  $-17,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ; obr. 5.33) zhruba po horáreň Škap. Stredná časť toku Gaderského potoka (od vyústenia pravostrannej dolinky Sviňarka po ľavostranný Seleneč,



profily 25 až 27; obr. 5.34) však bola opäť spojená s jeho drenážnou funkciou vo vzťahu k horninovému prostrediu – v júni 1987 bol skrytý nárast prietoku  $+306,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v októbri 1987 len  $+81,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V tejto oblasti sme merania prietoku neopakovali, hoci podľa získaných výsledkov by bolo zaujímavé realizovať ich viacnásobne, v podrobnejšej mierke a pri rôznych hydrologických situáciách.



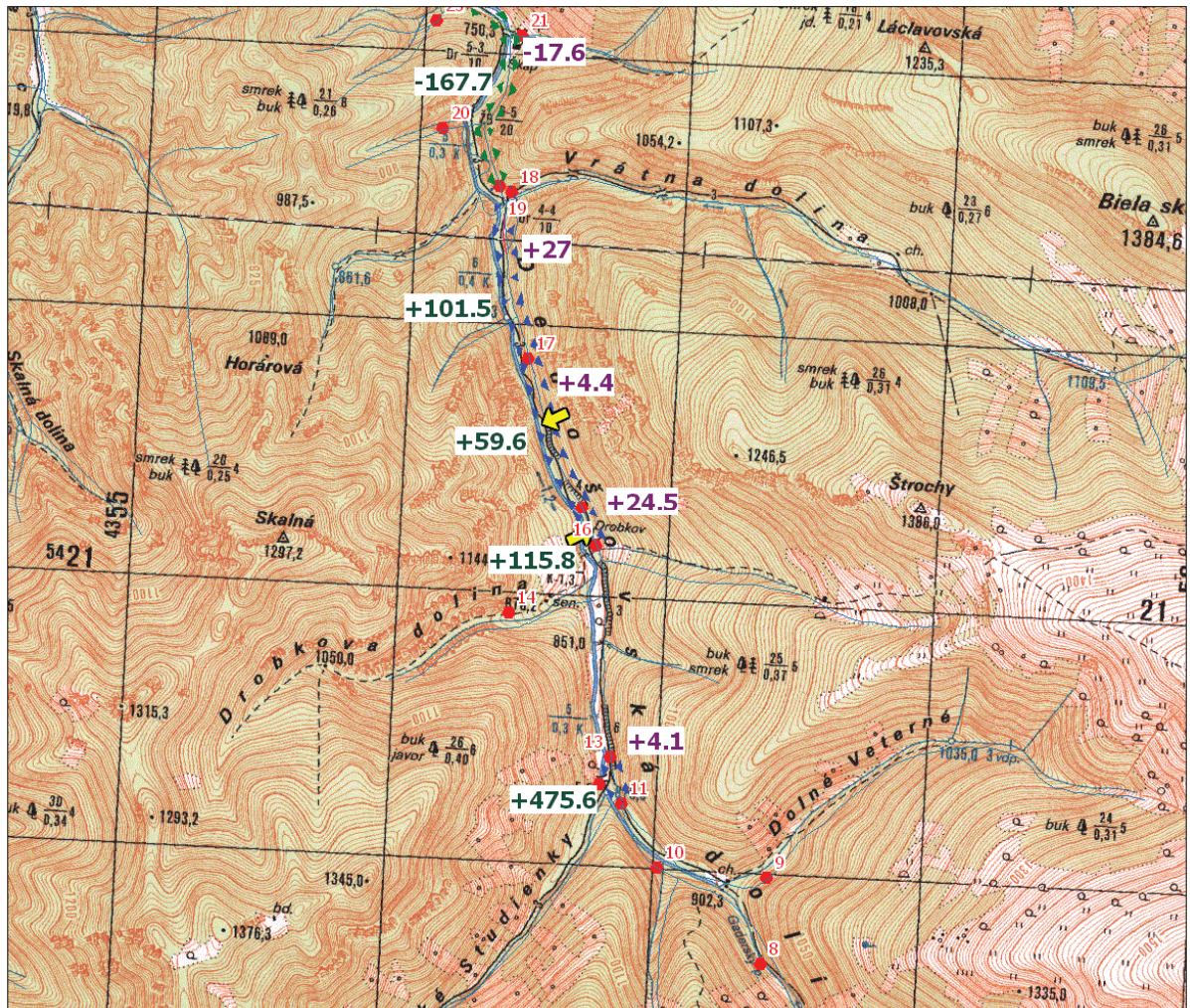
Obr. 5.32. Blatnický potok v oblasti Blatnice – výsledky merania prietoku zo dňa 14. 7. 2006.

Naše merania na Gaderskom potoku sa realizovali až v priestore od doliny Selenec po jeho spojenie s Blatnickým potokom. Na tomto úseku zistili predchádzajúce merania skryté prírastky  $+278,7$  a  $+122,3$ , spolu  $401,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v júni 1987 (17. 6. 1987) a  $+195,4$  a  $+77,6$ , spolu  $+273,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v októbri 1987 v úseku po profil 33 (obr. 5.36), zhruba 250 m nad zaústením suchej ľavostrannej dolinky Konský dol. Tieto významné skryté prestupy sa potom v oblasti po prítok Blatnického potoka striedali so stratami prietokového množstva medzi profilmi 33, 34 a 35 ( $-67,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $-18,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , spolu  $-86,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v júni 1987 a  $-86,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $-72,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , spolu  $-159,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v októbri 1987; Šalagová et al., 1992).

Naše merania (tab. 5.41, obr. 5.36) zo dňa 13. 7. 2006 sa vykonávali na zhruba dvojnásobne hustejšej sieti profilov v rámci prvého spomínaného úseku (Selenec – Konský dol). Ich výsledky potvrdili prevažne drenážnu funkciu Gaderského potoka v danej oblasti (celková suma prírastkov a úbytkov  $+165,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , po odrátaní 5 % chyby  $+111,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Poukázali aj na úseky so stratami, ktoré však boli zaznamenávané v hodnotách v rámci 5 % chyby merania. Najvýznamnejšie úseky so skrytými prestupmi boli medzi profilmi Bla-2 až Bla-4 a medzi profilmi Bla-5 a Bla-6. Vzhľadom na veľký prietok Gaderského potoka a z toho rezultujúcu veľkosť relatívnej chyby pri jeho meraní v porovnaní so získanými hodnotami prírastkov alebo úbytkov sme pri našom meraní prietoku aj v tomto prípade merali tento úsek Gaderského potoka iba v jednej sérii meraní. Pri použití presnejších metód merania prietoku



kombinovaných s detailnými termometrickými a rezistivimetrickými meraniami by si tento povrchový tok vzhľadom na svoj význam zaslúžil viac pozornosti (azda počas prieskumných prác v niektorej ďalšej etape hydrogeologických výskumov alebo prieskumov, ktoré sa v tejto vodohospodársky významnej oblasti zaiste budú v budúcnosti vykonávať).

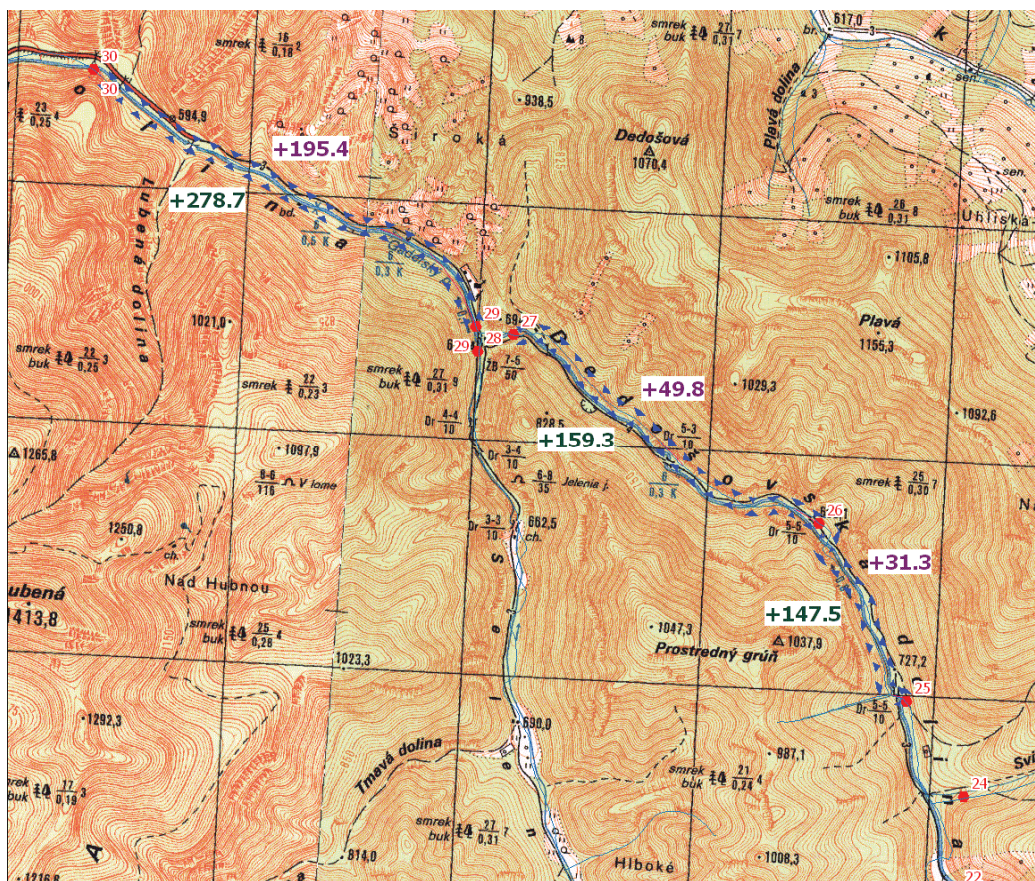


Obr. 5.33. Gaderská dolina – horná časť, výsledky merania prietoku na overenie vzťahu povrchovej a podzemnej vody z vyhládavacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992). Červenou farbou sú vyznačené polohy meraných profilov a ich číselné označenie, skryté prírastky (+) alebo úbytky (-) prietoku zaznamenané meraniami v júni 1987 sú zelenou farbou, v októbri 1987 fialovou farbou. Žlté šípky označujú významné miesta skrytých prestupov podzemnej vody identifikované termometrickými a rezistivimetrickými meraniami v rámci toho istého prieskumu.

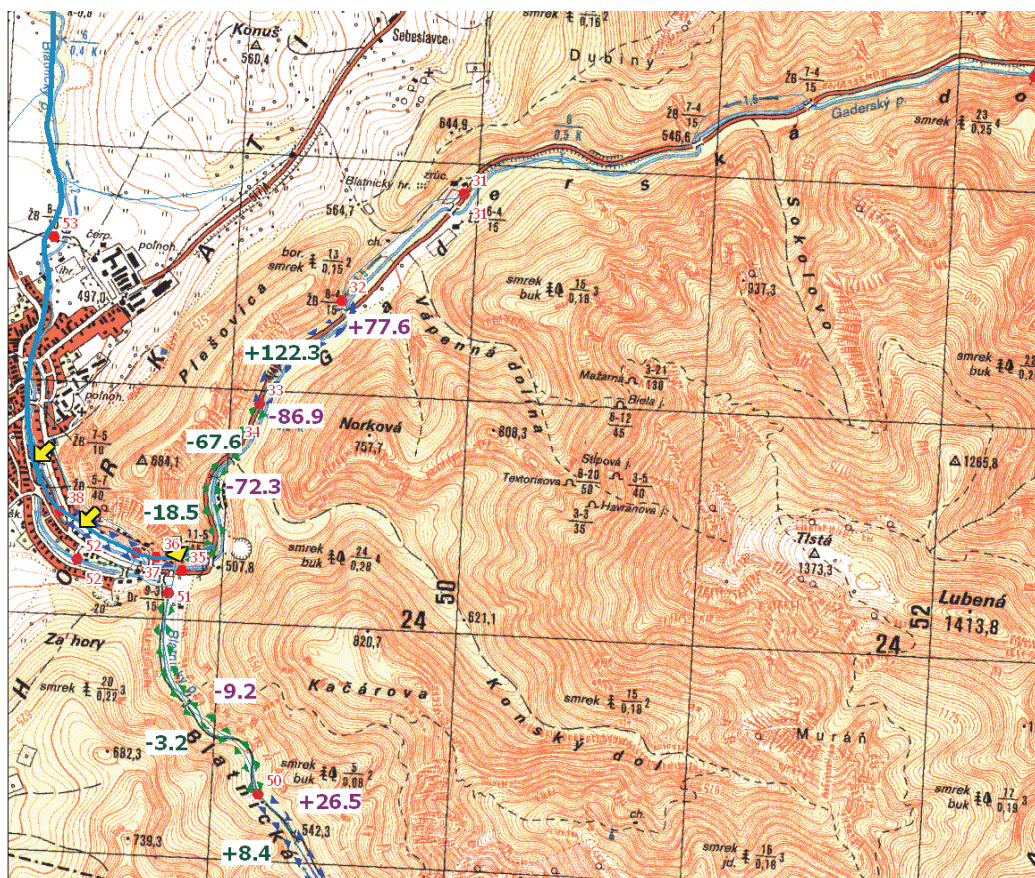
Tab. 5.41. Gaderský potok, zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 13. 7. 2006.

Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
Bla-1	Gaderský potok	nad prítokom potoka z doliny Seleneč	309,46			
Bla-2	potok Seleneč	ústie do Gaderského potoka		155,27		
Bla-3	Gaderský potok	500 m pod prítokom potoka z doliny Seleneč	529,24		64,51	26,46
Bla-4	Gaderský potok	v úrovni ľavostrannej dolinky Lubená	577,04		47,80	28,85
Bla-5	Gaderský potok	uprostred medzi dolinkami Lubená a Sokolovo	563,20		-13,84	28,16
Bla-6	Gaderský potok	v úrovni ľavostrannej dolinky Sokolovo	650,27		87,07	32,51
Bla-7	Gaderský potok	nad horárňou pod Blatnickým hradom	642,01		-8,26	32,10
Bla-8	Gaderský potok	300 m pod Vápennou dolinou (ľavostrannou)	612,04		-29,97	30,60
Bla-9	Gaderský potok	v úrovni suchej ľavostrannej dolinky Kónský dol	629,74		17,70	31,49



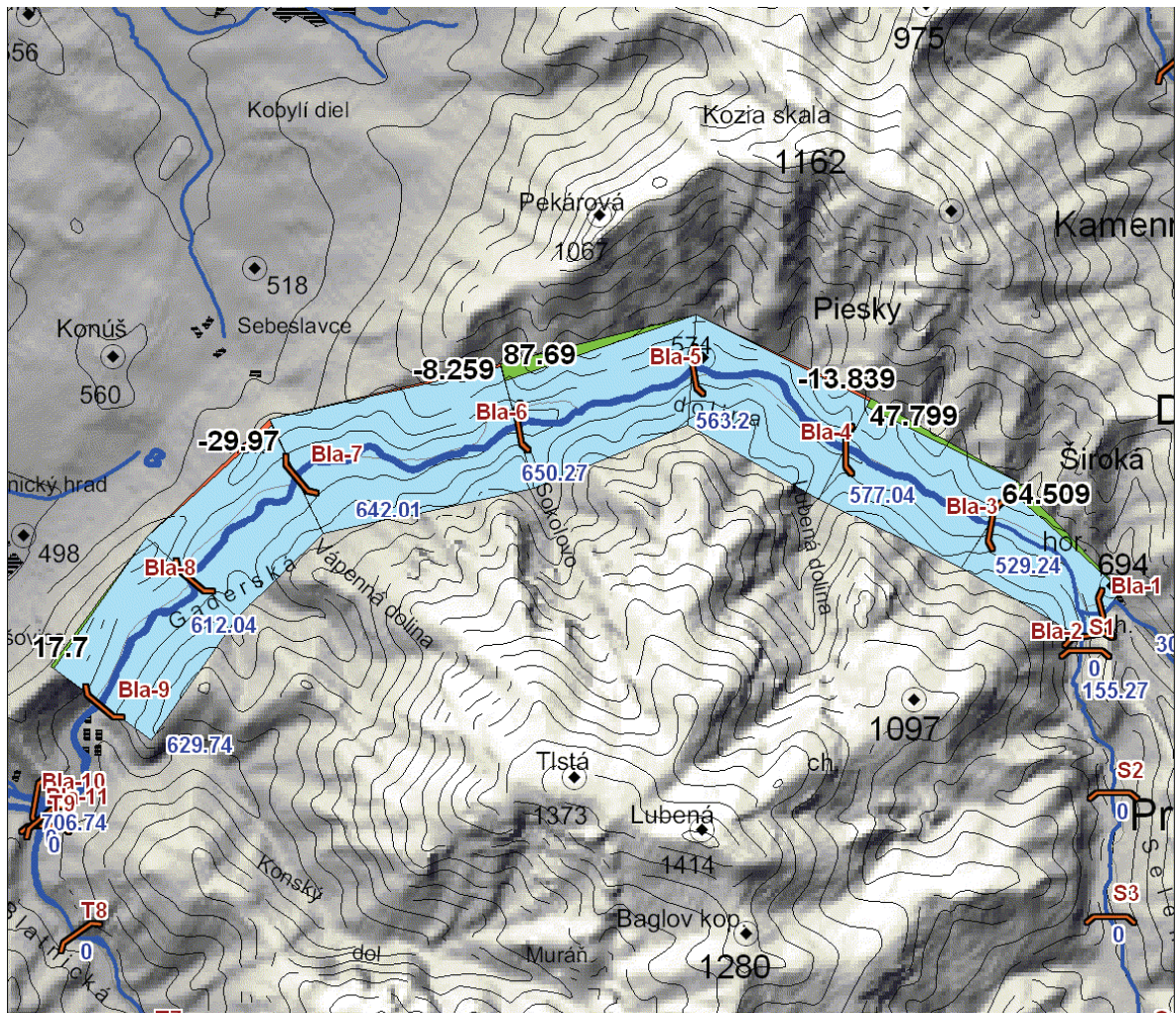


Obr. 5.34. Gaderská dolina – stredná časť, výsledky merania prietoku na overenie vzťahu povrchovej a podzemnej vody z vyhládavacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992). Značky ako na predchádzajúcom obrázku.



Obr. 5.35. Gaderská dolina – dolná časť, výsledky merania prietoku na overenie vzťahu povrchovej a podzemnej vody z vyhládavacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992). Značky ako na predchádzajúcom obrázku.





Obr. 5.36. Gaderský potok – výsledky merania prietoku zo dňa 13. 7. 2006.

### Selenec

Na rozdiel od prác hydrogeologického výskumu (Kullman a Gazda, 1973) a prieskumu (Šalagová et al., 1992) sme pri terénnych prácach v dňoch 11. 8., 7. 9. a 14. 9. 2000 realizovali aj tri merania prietoku v doline Selenec. Výsledky sú uvedené v tab. 5.42 až 5.44, celkové priemery hodnôt skrytých prírastkov alebo úbytkov prietokového množstva sú zosumarizované v tab. 5.45 a graficky sú jednotlivé merania znázornené na mapách – obr. 5.37 až 5.39.

Tab. 5.42. Dolina Selenec, zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 11. 8. 2000.

Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFS 010	Selenec	dolina Selenec – ústie Skalnej doliny	34,36			
VFS 009	Skalná dol.	dolina Selenec – ústie Skalnej doliny		4,14		
VFS 008	Selenec	dolina Selenec – ústie dol. Horná Hlboká	61,64		23,13	3,08
VFS 007	Horná Hlboká	dolina Selenec – ústie dol. Horná Hlboká		4,82		
VFS 006	Prostredná Hlboká	dolina Selenec – ústie dol. Prostredná Hlboká		3,76		
VFS 005	pravostranný prítok	dolina Selenec		2,32		
VFS 004	Selenec	dolina Selenec – medzi Dolnou a Strednou Hlbokou	79,12		6,58	3,96
VFS 003	Selenec	dolina Selenec – 300 m pod Tmavou dolinou	98,12		19,00	4,91
VFS 002	Selenec	dolina Selenec – 500 m nad Čertovou bránou	117,81		19,69	5,89
VFS 001	Selenec	dolina Selenec – 200 m nad ústím do Gaderského p.	119,50		1,69	5,98

Tab. 5.43. Dolina Selenec, zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 7. 9. 2000.

Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFS 010	Selenec	dolina Selenec – ústie Skalnej doliny	31,84			
VFS 009	Skalná dol.	dolina Selenec – ústie Skalnej doliny		3,10		
VFS 008	Selenec	dolina Selenec – ústie dol. Horná Hlboká	47,57		12,63	2,38
VFS 007	Horná Hlboká	dolina Selenec – ústie dol. Horná Hlboká		12,49		
VFS 006	Prostredná Hlboká	dolina Selenec – ústie dol. Prostredná Hlboká		1,66		
VFS 004	Selenec	dolina Selenec – medzi Dolnou a Strednou Hlbokou	55,54		-7,47	2,78
VFS 003	Selenec	dolina Selenec – 300 m pod Tmavou dolinou	73,98		18,44	3,70
VFS 002	Selenec	dolina Selenec – 500 m nad Čertovou bránou	79,48		5,50	3,97
VFS 001	Selenec	dolina Selenec – 200 m nad ústím do Gaderského p.	87,50		8,02	4,38

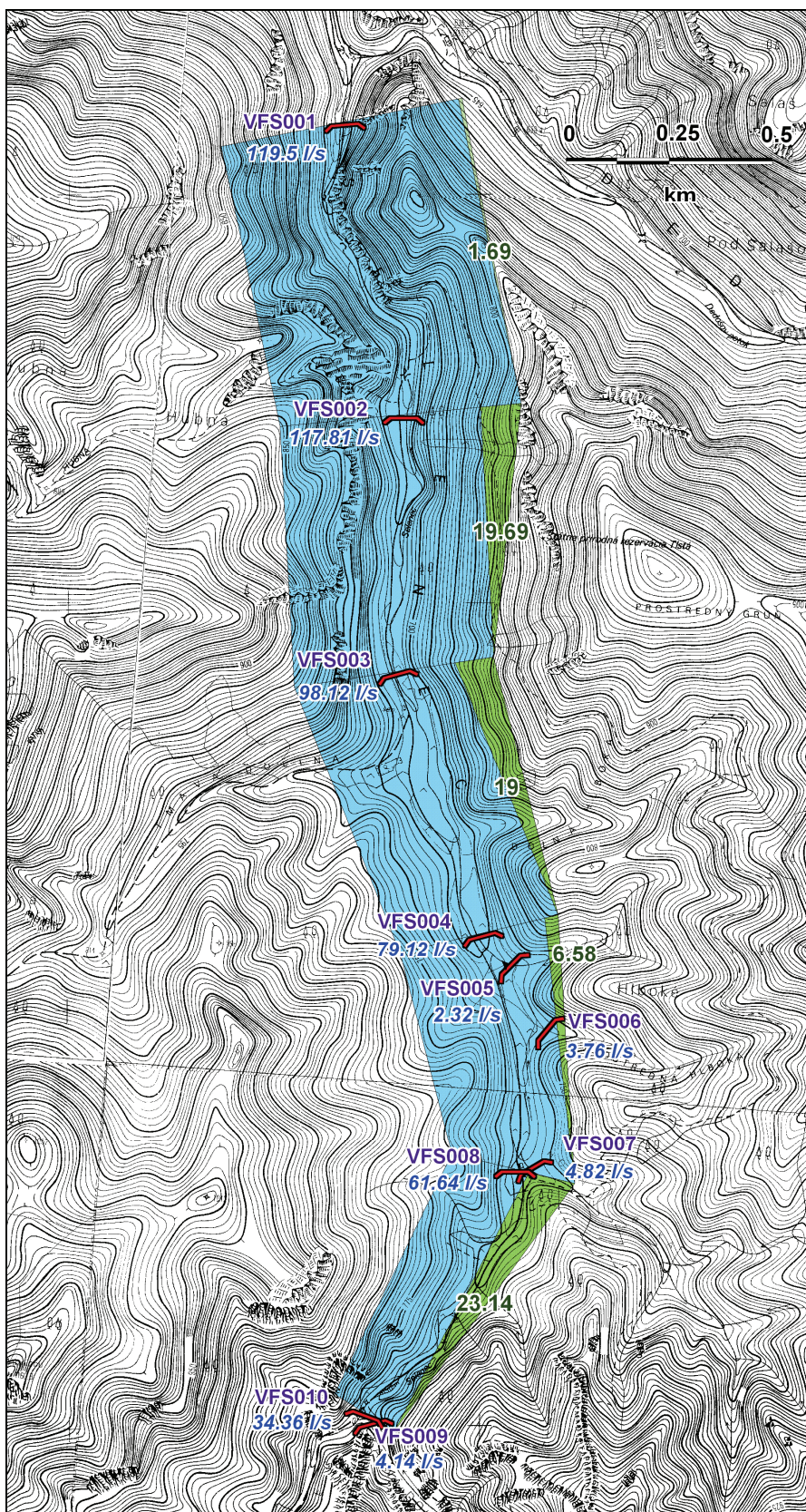
Tab. 5.44. Dolina Selenec, zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 14. 9. 2000.

Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFS 010	Selenec	dolina Selenec – ústie Skalnej doliny	29,62			
VFS 009	Skalná dol.	dolina Selenec – ústie Skalnej doliny		2,75		
VFS 008	Selenec	dolina Selenec – ústie dol. Horná Hlboká	43,47		11,10	2,17
VFS 007	Horná Hlboká	dolina Selenec – ústie dol. Horná Hlboká		11,60		
VFS 006	Prostredná Hlboká	dolina Selenec – ústie dol. Prostredná Hlboká		1,81		
VFS 004	Selenec	dolina Selenec – medzi Dolnou a Strednou Hlbokou	54,79		-3,26	2,74
VFS 003	Selenec	dolina Selenec – 300 m pod Tmavou dolinou	68,19		13,40	3,41
VFS 002	Selenec	dolina Selenec – 500 m nad Čertovou bránou	73,41		5,22	3,67
VFS 001	Selenec	dolina Selenec – 200 m nad ústím do Gaderského p.	84,00		10,59	4,20

Tab. 5.45. Dolina Selenec, priemerné hodnoty vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím zistené meraním prietoku v dňoch 11. 8. 2000, 7. 9. 2000 a 14. 9. 2000.

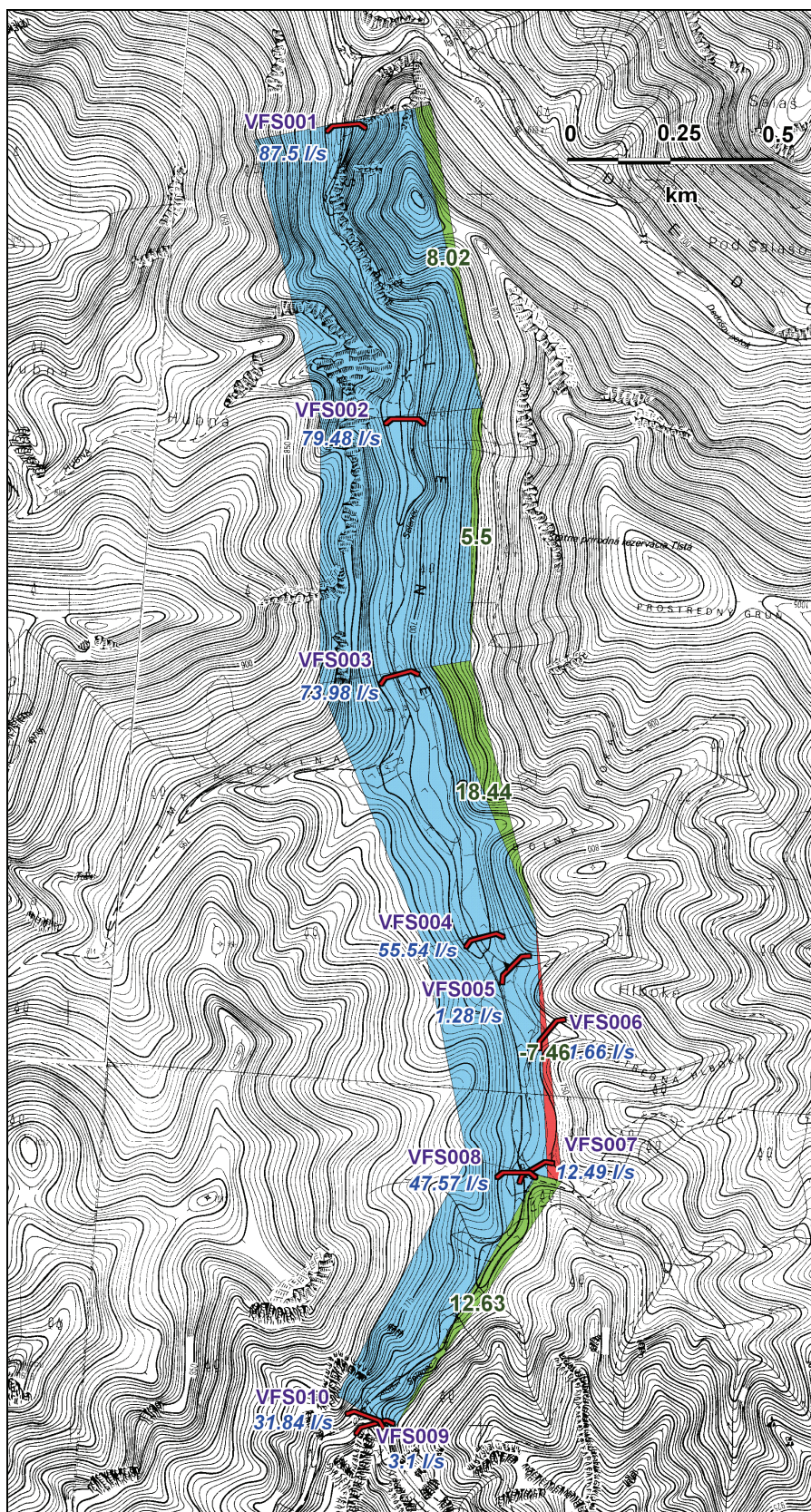
Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFS 010	Selenec	dolina Selenec – ústie Skalnej doliny	31,94			
VFS 009	Skalná dol.	dolina Selenec – ústie Skalnej doliny		3,33		
VFS 008	Selenec	dolina Selenec – ústie dol. Horná Hlboká	50,89		15,62	2,54
VFS 007	Horná Hlboká	dolina Selenec – ústie dol. Horná Hlboká		9,63		
VFS 006	Prostredná Hlboká	dolina Selenec – ústie dol. Prostredná Hlboká		2,41		
VFS 005	pravostranný prítok	dolina Selenec		1,59		
VFS 004	Selenec	dolina Selenec – medzi Dolnou a Strednou Hlbokou	63,15		-1,38	3,16
VFS 003	Selenec	dolina Selenec – 300 m pod Tmavou dolinou	80,10		16,95	4,00
VFS 002	Selenec	dolina Selenec – 500 m nad Čertovou bránou	90,23		10,14	4,51
VFS 001	Selenec	dolina Selenec – 200 m nad ústím do Gaderského p.	97,00		6,77	4,85





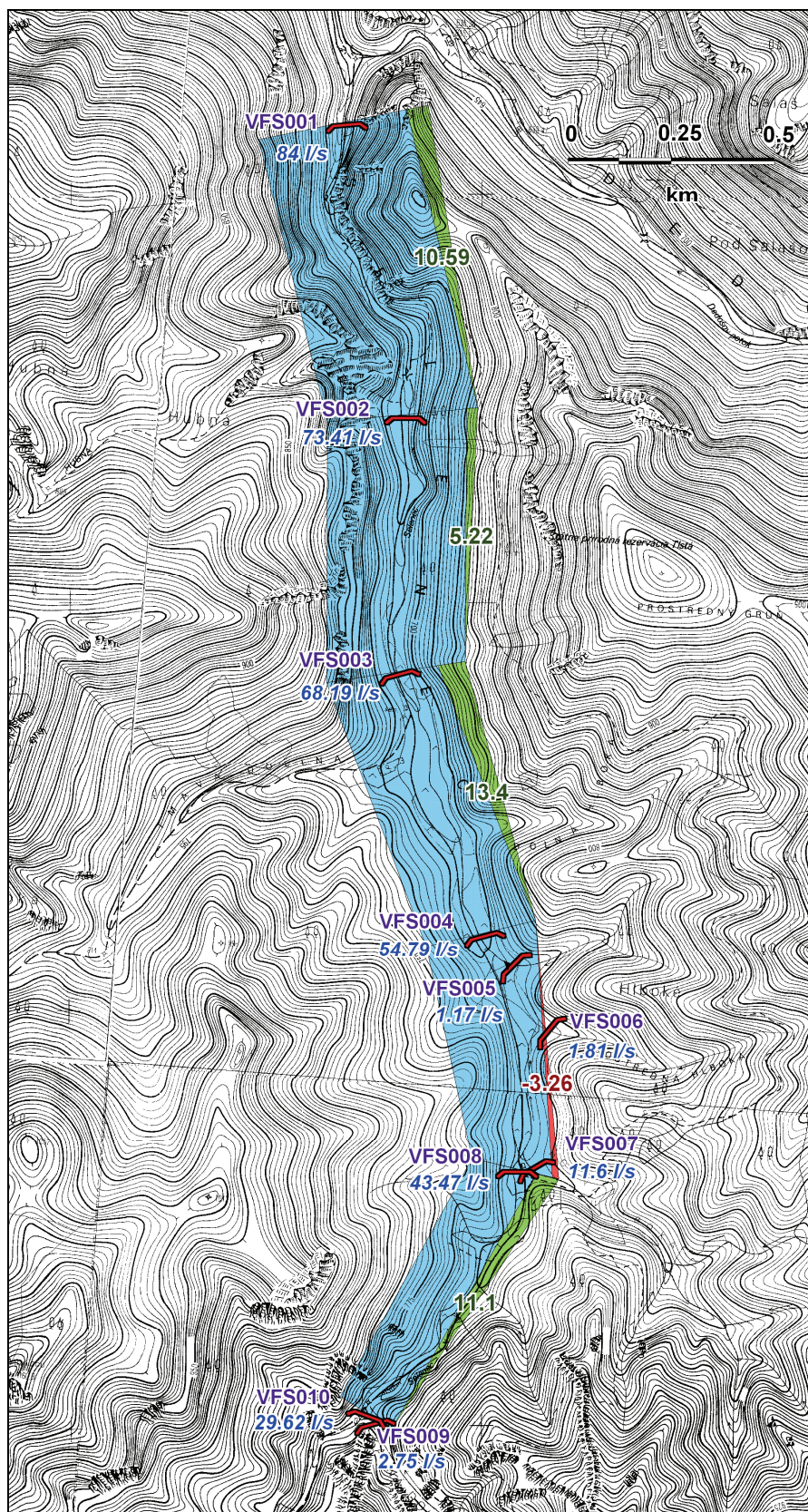
Obr. 5.37. Dolina Seleneč – výsledky merania prietoku zo dňa 11. 8. 2000.





Obr. 5.38. Dolina Seleneč – výsledky merania prietoku zo dňa 7. 9. 2000.





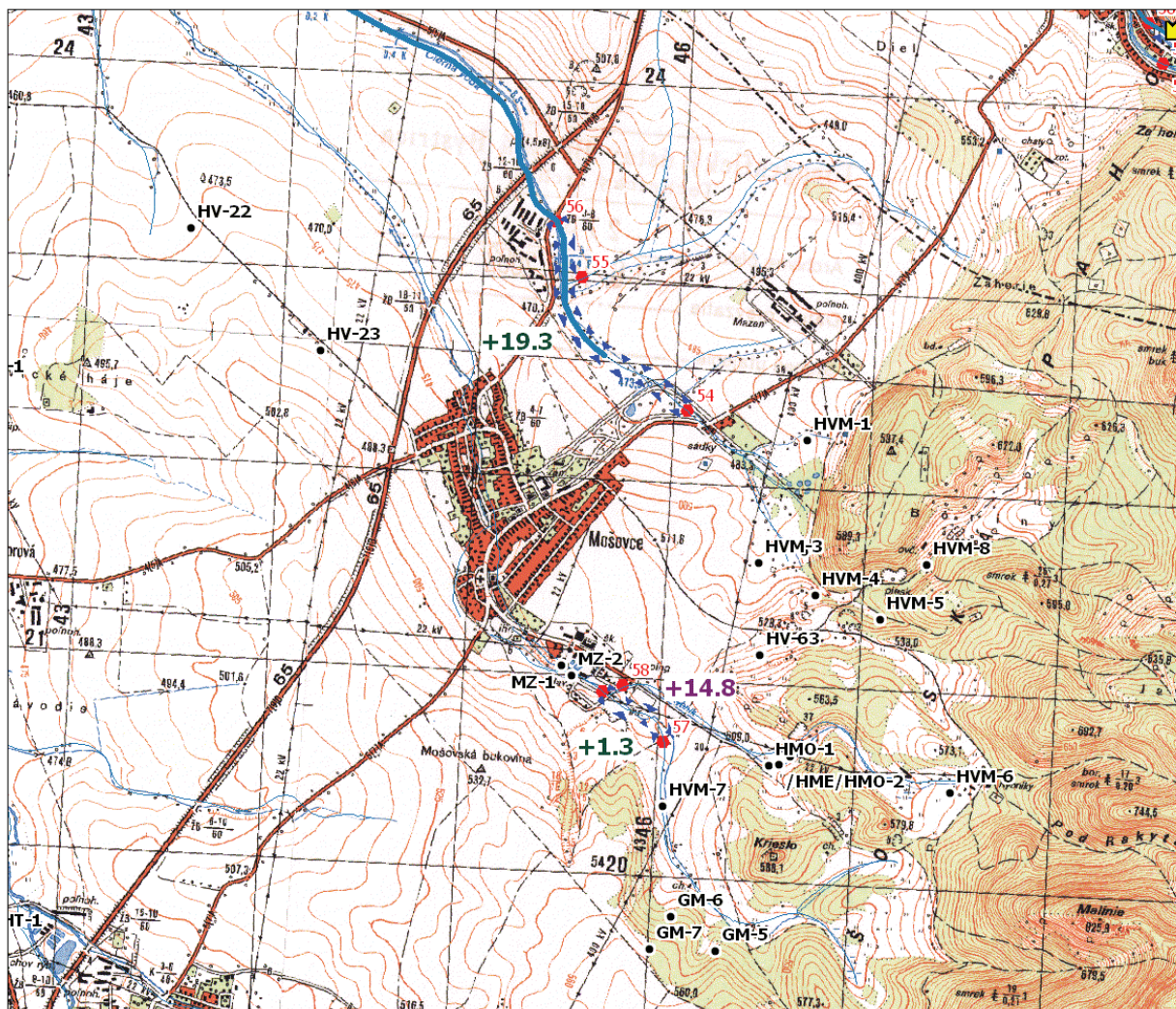
Obr. 5.39. Dolina Seleneč – výsledky merania prietoku zo dňa 14. 9. 2000.



Z výsledkov meraní prietoku vyplýva, že povrchový tok v doline Selenec je takmer na celej svojej dĺžke dotovaný skryto prestupujúcou podzemnou vodou, prírastky medzi jednotlivými profilmi sú však rozdelené viac-menej rovnomerne. Ich priemerná suma je  $48,11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a po odrátaní relatívnej chyby merania  $34,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pri nižších stavoch prietoku v septembri 2000 (posledné dve série meraní) sa medzi profilmi VFS 008 a VFS 004 objavujú aj mierne straty prietokového množstva, rádovo však len niekoľko  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Celkový charakter odtoku z tejto dolinky zodpovedá obehu podzemnej vody v dolomitoch, ktoré budujú najväčšiu časť povodia potoka Selenec.

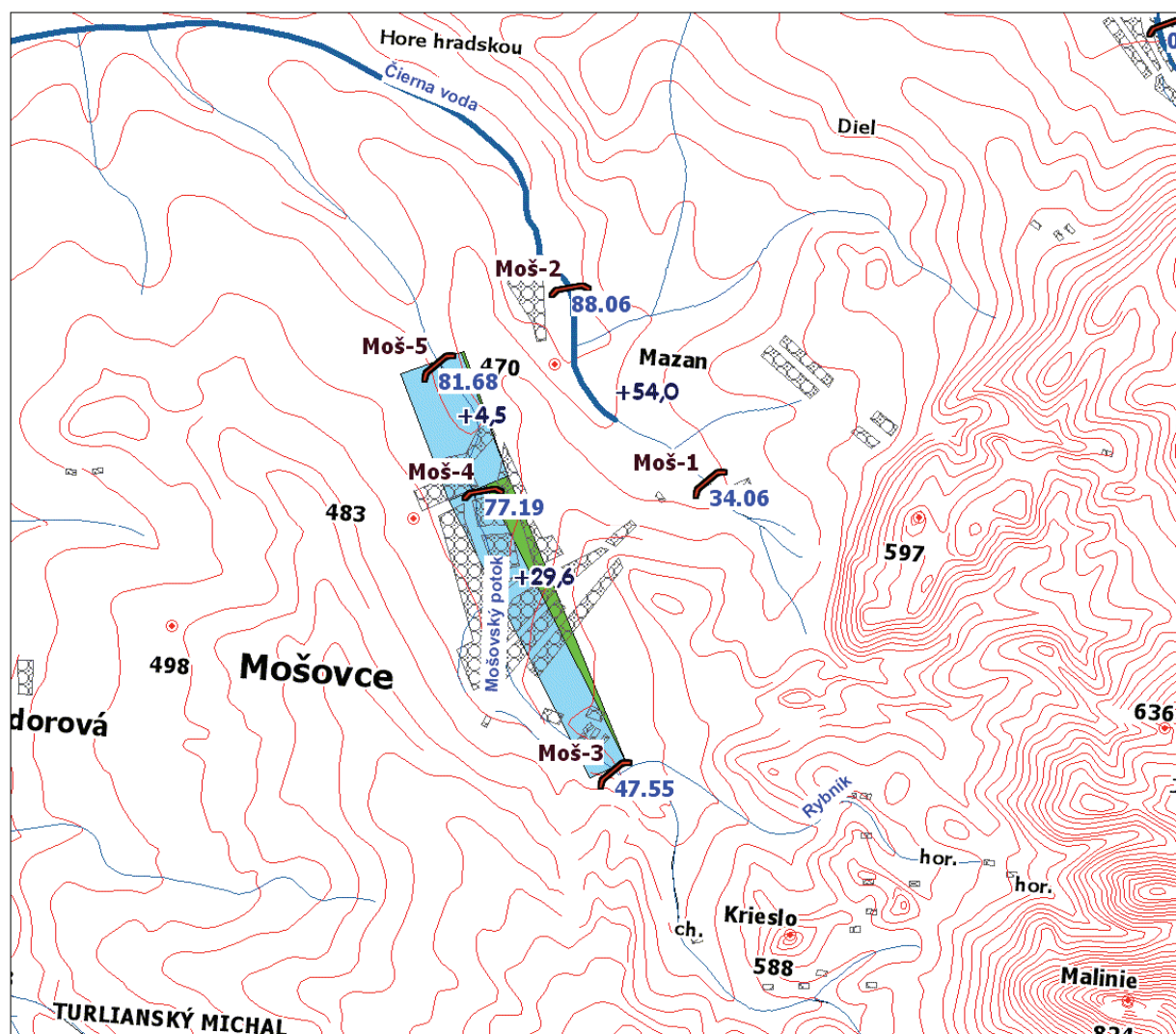
### Oblasť Mošoviec

Začiatkom 70. rokov 20. storočia sa v povrchových tokoch v oblasti Mošoviec (potok Rybník a „bezmenný tok sv. od obce“) zistilo skryté zvýšenie prietokového množstva  $2x$  po  $20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (Kullman a Gazda, 1973). Tu sa v oblasti prameniska Rybník riešitelia pokúsili zrealizovať aj hydrogeologický vrt FK-2, ktorý však pri dosiahnutej hĺbke  $41,7 \text{ m}$  pre veľké naklonenie vrtnej súpravy nebol z hľadiska bezpečnosti dokončený a vrt nebolo možné zabudovať a odčerpať. Vrt nie je evidovaný v databáze hydrogeologických vrtov Geofondu ŠGÚDŠ a zvyšky vybudovaných oporných pilierov sa nachádzajú asi  $50 \text{ m}$  jv. od zdokumentovaného prameňa č. 69. V tejto perspektívnej oblasti skrytého (aj zjavného) odvodňovania hydrogeologickej štruktúry Tlstej však kvantifikácia prestupujúceho množstva pokračovala aj vo vyhladávacom hydrogeologickom prieskume Šalagovej et al. (1992).



Obr. 5.40. Oblasť Mošoviec, výsledky merania prietoku na overenie vzťahu povrchovej a podzemnej vody z vyhladávacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992) na tokoch Rakša a Dolinka. Červenou farbou sú vyznačené polohy meraných profilov a ich číselné označenie, skryté prírastky (+) alebo úbytky (–) prietoku zaznamenané meraniami v júni 1987 sú zelenou farbou, v októbri 1987 fialovou farbou.





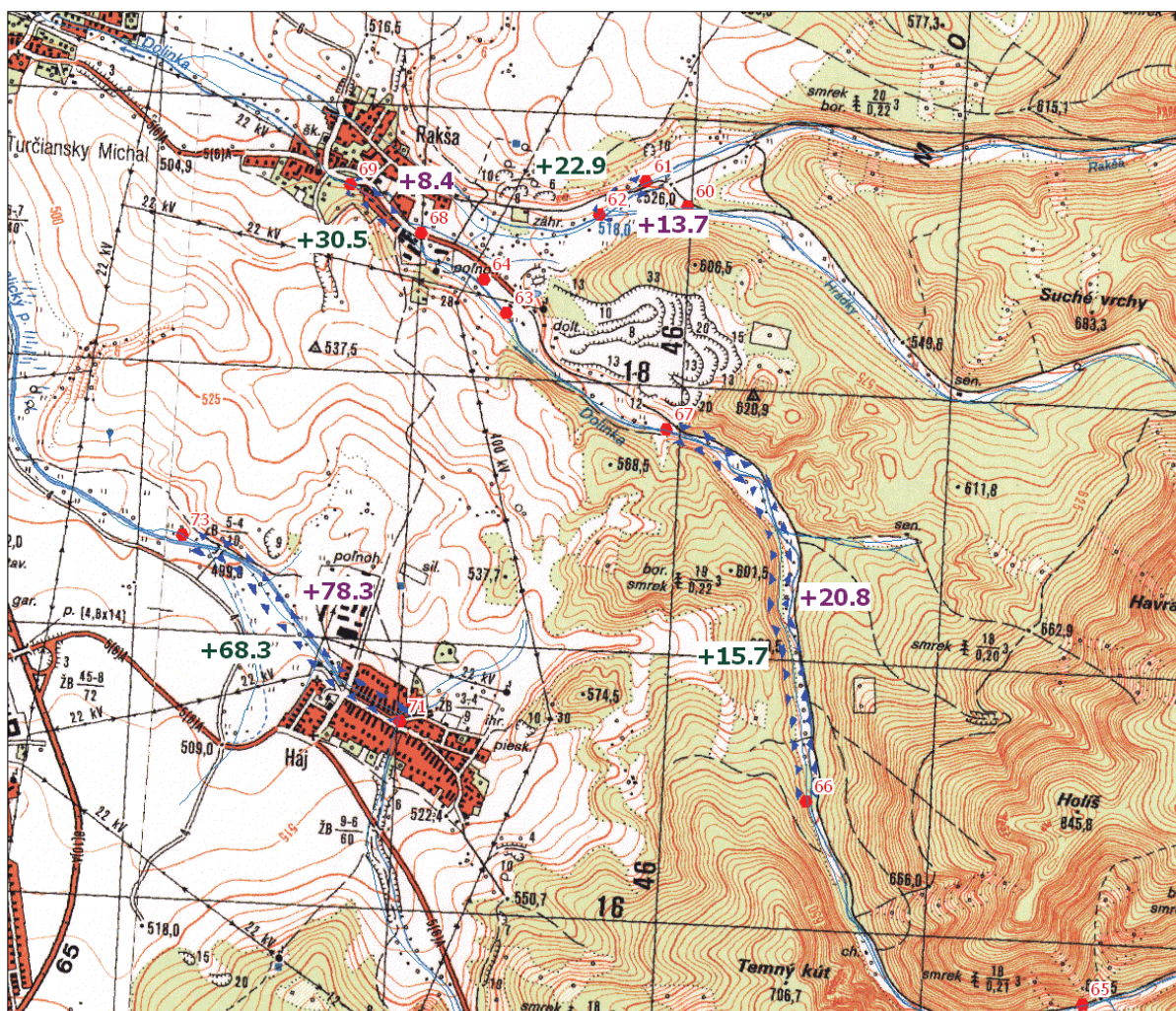
Obr. 5.41. Mošovce – toky Rybník/Čierna voda a Mošovský potok – výsledky merania prietoku zo dňa 19. 6. 2006.

Na toku Rybník (inde označovaný aj ako Čierna voda) sa v júni 1987 zistil skrytý prestup  $+19,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v októbri 1987 sa však zistila strata prietoku  $-6,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Na druhom z tokov (Mošovský potok), ktorý sa však meral iba na relatívne krátkom úseku, zhruba 500 m v oblasti dnešného rekreačného areálu (kúpaliska/ihriska), sa v júni 1987 zaznamenalo skryté zvýšenie prietoku o  $+1,31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v októbri 1987 o  $+14,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (obr. 5.40). Na tieto merania zo 17. 6. 1987 a 8. 10. 1987 nadviazali aj merania prietoku, realizované v rámci zostavovania základnej hydrogeologickej mapy Štátnym geologickým ústavom Dionýza Štúra (tab. 5.46).

Tab. 5.46. Oblasť Mošoviec – toky Rybník/Čierna voda a Mošovský potok – zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 19. 6. 2006.

Profil	Vodný tok	X (JTSK)	Y (JTSK)	Hlavný tok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prítok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prírastok/ úbytok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Chyba merania [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]
<i>Mošovce – Rybník/Čierna voda</i>							
Moš-1	Rybník	-434 387,6	-1 207 312,7	34,06			
Moš-2	Rybník	-435 061,3	-1 206 366,6	88,06		54,00	4,40
<i>Mošovce – Mošovský potok</i>							
Moš-3	Rybník	-434 853,0	-1 208 729,3	47,55			
Moš-4	Rybník	-435 482,7	-1 207 355,8	77,19		29,64	3,86
Moš-5	Rybník	-435 705,3	-1 206 745,2	81,68		4,49	4,08

Meraniami prietoku, realizovanými ŠGÚDŠ dňa 19. 6. 2006, sa na toku Rybník/Čierna voda zistil skrytý prírastok prietokového množstva  $54,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a na Mošovskom potoku sumárne  $34,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , z toho väčšina bola sústredená do úseku medzi profilmi Moš-3 a Moš-4 (obr. 5.41). Zistené prírastky medzi profilmi Moš-5 a Moš-4 spadajú do veľkosti relatívnej chyby merania (tab. 5.46). Ako však vidno z tohto obrázka, na toku Rybník/Čierna voda neboli merané dva prítoky (jeden so zanedbateľným prietokom z priestoru poľnohospodárskeho areálu, druhý, označený ako „55“ na obr. 5.41, mal počas meraní Šalagovej et al. (1992) prietok  $23,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $4,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), takže prírastok  $54,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  na Rybníku/Čiernej vode môže byť aj dvojnásobne menší (asi  $25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Merania medzi profilmi Moš-3 až Moš-5 sa však realizovali nižšie než predchádzajúce úsekové meranie Šalagovej et al. (1992) a môžeme ich spočítať spolu – na Mošovskom potoku by potom skryto vstupovalo do jeho prietokového množstva zhruba  $30 - 35 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , najmä v oblasti hornej časti samotnej obce. V každej „generácii“ zrealizovaných úsekových meraní prietoku sa teda v oblasti Mošoviec zistil skrytý prestup podzemnej vody do povrchových tokov zhruba  $50 - 60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Územie je veľmi perspektívne na získanie ďalších zdrojov podzemnej vody prostredníctvom hydrogeologických vrtov. Napriek počiatočnému neúspechu vrtu FK-2 sa tu neskôr úspešne zrealizovali takmer dve desiatky hydrogeologických vrtov (Valušiak, 1981 – vrty HME/HMO; Klúz et al., 1987 – vrty HVM; Pirman a Potyš, 1991 – vrty GM – tmavé body na obr. 5.40). Vo viacerých z nich sa popri vodársky významnej výdatnosti zaznamenalo aj relatívne veľké prelivové množstvo, dokumentujúce prúdenie podzemnej vody z hydrogeologickej štruktúry Tlstej do oblasti Mošoviec.



Obr. 5.42. Oblasť Rakše, výsledky merania prietoku na overenie vzťahu povrchovej a podzemnej vody z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992) na tokoch Rakša a Dolinka. Červenou farbou sú vyznačené polohy meraných profilov a ich číselné označenie, skryté prírastky (+) alebo úbytky (-) prietoku zaznamenané meraniami v júni 1987 sú zelenou farbou, v októbri 1987 fialovou farbou.



**Oblasť Rakše**

Na základe sústredenia výstupov podzemnej vody predpokladal Kullman (in Kullman a Gazda, 1973) prestup podzemnej vody v smere od Dedošovej doliny popod dolinu Selenec a Blatnickú dolinu do oblasti Mošovce – Rakša – Háj. Pri východnom okraji obce Rakša bolo v tom čase zdokumentované významné zvýšenie prietoku potoka Dolinka na 400 m úseku ( $561 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , z toho  $241 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v sústredenom odtoku z prameňa). Hydrogeologický prieskum Šalagovej et al. (1992) zdokumentoval v tejto oblasti skryté prírastky na tokoch Dolinka a Rakša (obr. 5.42), v júni 1987 ( $18.6.1987$ ) sumárne zhruba  $69,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v októbri 1987 ( $14.10.1987$ )  $42,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

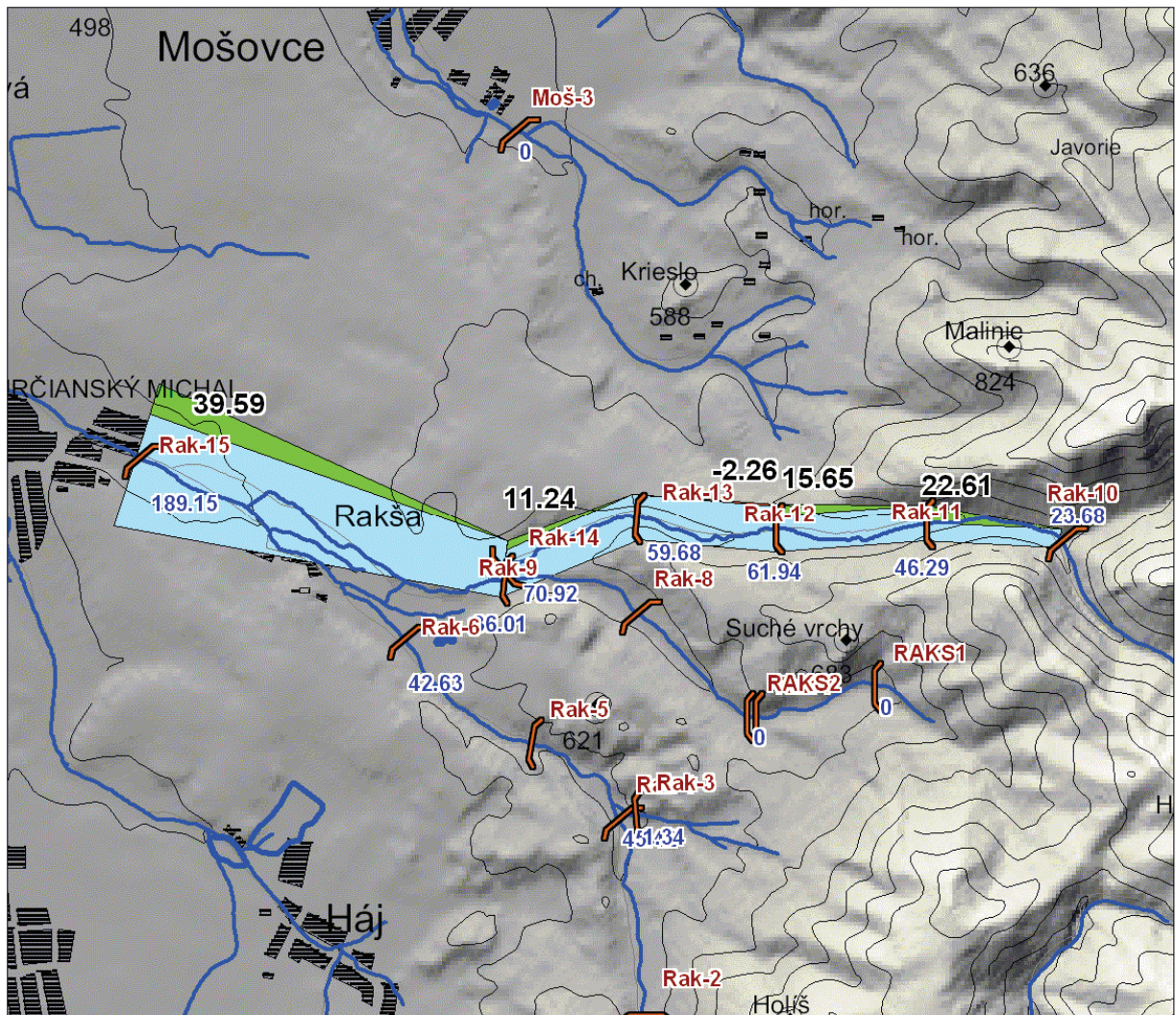
Na troch tokoch (Dolinka, Hrádky a Rakša) sa v rámci zostavovania základnej hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry dňa 20. 6. 2006 vykonávali merania prietoku s cieľom doplniť informácie o lokalizácii skrytých prírastkov alebo úbytkov prietokového množstva. V oblasti sa uskutočnili 3 základné ťahy pozdĺž jednotlivých tokov. Výsledky meraní sú uvedené v tab. č. 5.47 a znázornené na obr. 5.43 až 5.45. Na toku Dolinka a jeho pokračovaní ako hlavnom toku až po Turčiansky Michal sa zistili sumárne prírastky  $45,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (po odpočítaní relatívnych chýb  $26,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), pričom ich najväčšia časť ( $+35,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) bola sústredená v oblasti medzi horným koncom obcí Rakša a Turčiansky Michal. Ako viac-menej hydraulicky pasívny sa ukázal tok Hrádky (2. ťah, najmenší, v strede medzi tokom Rakše a Dolinky; obr. 5.44), kde sa zistil malý prírastok a malý úbytok, ktoré sa vzájomne kompenzovali. Na toku Rakše (obr. 5.45) boli opäť detegované postupné rovnomerné skryté prírastky prietokového množstva ( $+22,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $+15,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $+11,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , sumárne  $+47,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  – po odrátaní chýb  $+40,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) medzi profilmi Rak-10 a Rak-14. Výnimkou bol úsek Rak-12 až Rak-13, kde sa zistili malé straty pod hranicou relatívnej chyby merania. Na obrázku 5.43 a v tab. 5.47 sa opakuje významný prírastok  $+35,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  medzi horným koncom obcí Rakša a Turčiansky Michal z obr. 5.45.

Tab. 5.47. Oblasť Rakše – toky Dolinka, Hrádky a Rakša – zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 20. 6. 2006.

Profil	Vodný tok	X (JTSK)	Y (JTSK)	Hlavný tok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prítok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prírastok/ úbytok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Chyba merania [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]
<i>Rakša – 1. ťah</i>							
Rak-1	Rakša – Dolinka	-433 963,2	-1 213 774,2	35,85			
Rak-2	Rakša – Dolinka	-434 197,3	-1 213 201,9	41,63		5,78	2,08
Rak-4	Rakša – Dolinka	-434 326,9	-1 212 218,0	45,42		3,79	2,27
Rak-3	Rakša – Dolinka	-434 230,0	-1 212 208,4		1,34		
Rak-5	Rakša – Dolinka	-434 765,9	-1 211 836,3	57,90		11,14	2,90
Rak-6	Rakša – Dolinka	-435 410,3	-1 211 304,2	42,63		-15,27	2,13
Rak-9	Rakša – Dolinka	-434 900,1	-1 211 008,9		36,01		
Rak-14	Rakša – Dolinka	-434 895,4	-1 210 962,1		70,92		
Rak-15	Rakša – Dolinka	-436 755,6	-1 210 381,7	189,15		39,59	9,46
<i>Rakša – 2. ťah</i>							
Rak-7	Rakša – Hrádky	-433 623,3	-1 211 710,7	36,96			
Rak-8	Rakša – Hrádky	-434 233,3	-1 211 175,4	30,77		-6,19	1,54
Rak-9	Rakša – Hrádky	-434 900,1	-1 211 008,9	36,01		5,24	1,80
<i>Rakša – 3. ťah</i>							
Rak-10	Rakša	-432 076,8	-1 210 806,1	23,68			
Rak-11	Rakša	-432 762,2	-1 210 728,2	46,29		22,61	2,31
Rak-12	Rakša	-433 521,8	-1 210 754,1	61,94		15,65	3,10
Rak-13	Rakša	-434 227,9	-1 210 697,0	59,68		-2,26	2,98
Rak-14	Rakša	-434 895,4	-1 210 962,1	70,92		11,24	3,55
Rak-9	Rakša	-434 900,1	-1 211 008,9		36,01		
Rak-6	Rakša	-435 410,3	-1 211 304,2		42,63		
Rak-15	Rakša	-436 755,6	-1 210 381,7	189,15		39,59	9,46







Obr. 5.45. Rakša – tok Rakša – výsledky merania prietoku zo dňa 20. 6. 2006.

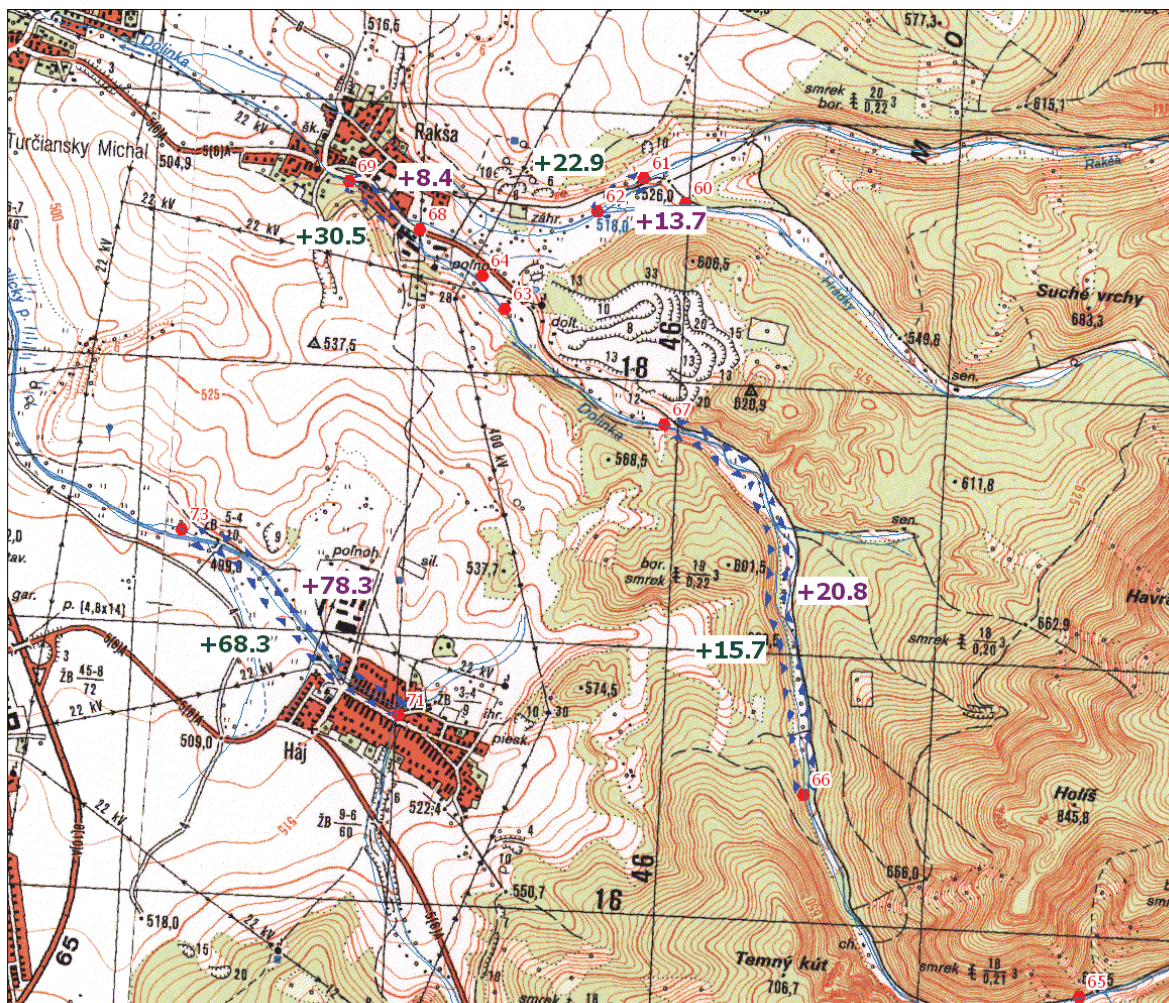
### Oblasť Hája

V oblasti sz. od Hája sa úsekovým meraním prietoku pri hydrogeologickom výskume (Kullman a Gazda, 1973) zaregistroval skrytý prestup  $68 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , podľa autorov správy pravdepodobne podmienený eleváciou spodnokriedových vrstiev v oblasti jz. od Rakše a spôsobujúci prestup vody aj cez terciérne sedimenty. Aj tu sa vtedy realizoval výskumný hydrogeologický vrt FK-1, ktorý ostal nedokončený do plánovanej hĺbky 100 m. Bol odskúšaný pri dosiahnutej konečnej hĺbke 55 m, pričom sa čerpalo  $6,2$  až  $6,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení o 19,0 m (pozn.: vrt nie je v databáze hydrogeologických vrtov Geofondu ŠGÚDŠ). Meraniami prietoku realizovanými v rámci hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992) sa v tejto oblasti zistil skrytý prestup  $68,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (17. 6. 1987) a  $78,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (13. 10. 1987).

Z obrázka 5.46 vyplýva, že merania prietoku na toku Somolán v roku 1987 sa realizovali medzi stredom Hája a mostom ponad Somolán, nachádzajúcim sa zhruba 550 m sz. od okraja obce. V tejto oblasti v plytkej dolinke s poľnohospodárskym areálom bol pod č. 4 zdokumentovaný plošný prameň, umelo zvedený do 2 línií drenáží, čiastočne zachytený pravdepodobne pre spomenutý poľnohospodársky areál. Výtok z drenáže je zaústený priamo do toku Somolánu. Pracovníci ŠGÚDŠ tu meraním prietoku 20. 6. 2006 zistili odtok z drenáže (výdatnosť prameňa č. 4)  $41,98 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Oprávnené predpokladáme, že výsledky predchádzajúcich meraní prietoku (Kullman a Gazda, 1973; Šalagová et al., 1992) s týmto množstvom nerátali (v druhom prípade sa merali len profily 71 až 73 mimo oblasti plošného prameniska č. 4). Skryté prestupy do Somolánu v oblasti Hája by sa dali zredukovať na  $30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $26 - 36 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Väčšina prítoku je teda zrejme skoncentrovaná do oblasti prameniska č. 4 (pracovné číslo G-22), kde sa



viditeľne (okolo  $40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a skryto (okolo  $30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) odvodňujú wettersteinské dolomity na kontakte s miocénnym rakšianskym súvrstvom. Aj v tejto oblasti sa napriek neúspechu vrtu FK-1 zrealizovalo viacero úspešných hydrogeologických vrtov (Valušiak et al., 1984; Pirman a Potyš, 1991).



Obr. 5.46. Oblasť Hája, výsledky merania prietoku na overenie vzťahu povrchovej a podzemnej vody z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu Šalagovej et al. (1992) na toku Somolán. Červenou farbou sú vyznačené polohy meraných profilov a ich číselné označenie, skryté prírastky (+) alebo úbytky (-) prietoku zaznamenané meraniami v júni 1987 sú zelenou farbou, v októbri 1987 fialovou farbou.

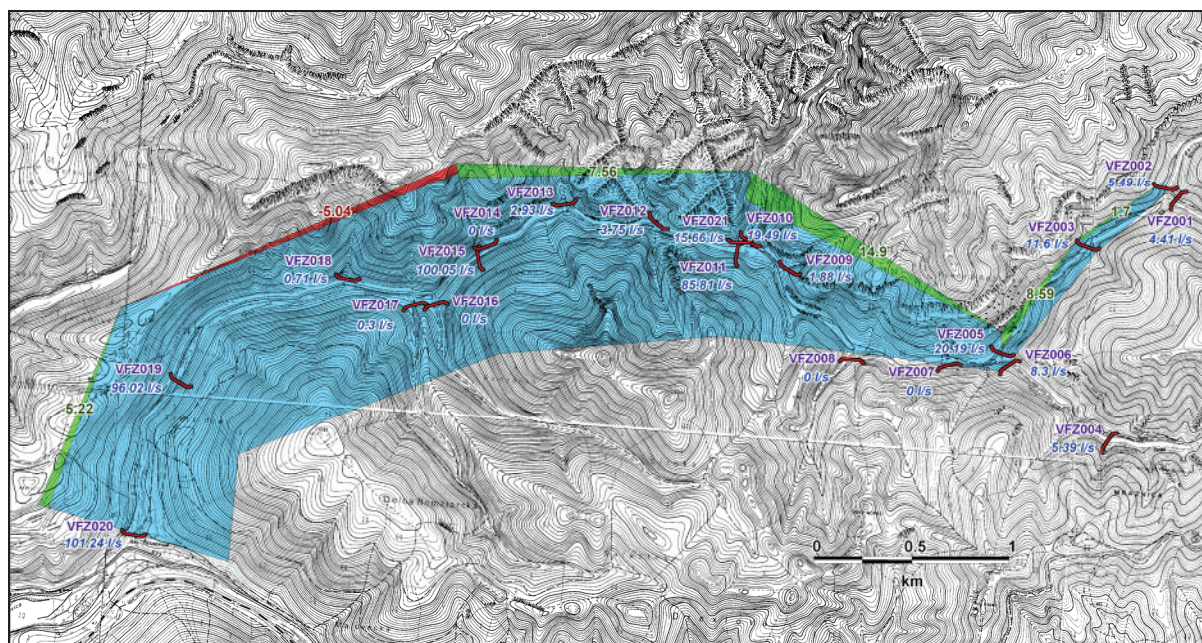
### Oblasť doliny Žarnovica

Dolina Žarnovica s rovnomenným tokom, ktorý je však na niektorých mapových podkladoch označený aj ako Teplica, sa nachádza už pri južnom okraji hydrogeologickej štruktúry Tlstej. Prvými meraniami prietoku v 60. a 70. rokoch 20. storočia (Kullman a Gazda, 1973) sa v oblasti toku Žarnovica zistili skryté zvýšenia prietoku až o  $112 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (oblasť Rožkového potoka). Do tohto množstva však bola zahrnutá aj „výdatnosť prameňa Žarnovica I (asi  $60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ )“. Podobne sa realizovali aj merania prietoku vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu z konca osemdesiatych rokov 20. storočia (Šalagová et al., 1992). Situovanie profilov (spolu 7) nezohľadnilo existenciu všetkých povrchových prítokov a dĺžkový interval úsekových meraní bol príliš veľký: zisťovali sa iba rozdiely (A) medzi prietokom na mernom objekte SHMÚ (katalógové číslo 5 940) a spojnicou dolín Kostolec (Kostelec) a Široká (Rakytov) a (B) medzi ústím doliny Žarnovica do Bielej vody. Meraním prietoku zo dňa 23. 6. 1987 sa na úseku (A) zistili skryté prírastky prietoku  $+167,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a na úseku (B)  $+24,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V októbri 1987 (15. 10. 1987) sa na úseku (A) zistili skryté prírastky  $+57,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a na úseku (B)  $+10,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Spomínané merania takisto nezohľadnili odtok („odpad“) z vodárensky využívaných prameňov Vodopády (č. 396) a Rožková (č. 282) a v dolnom úseku prítoky z dolín Dolná Romžiarska a Do Lopušnej.



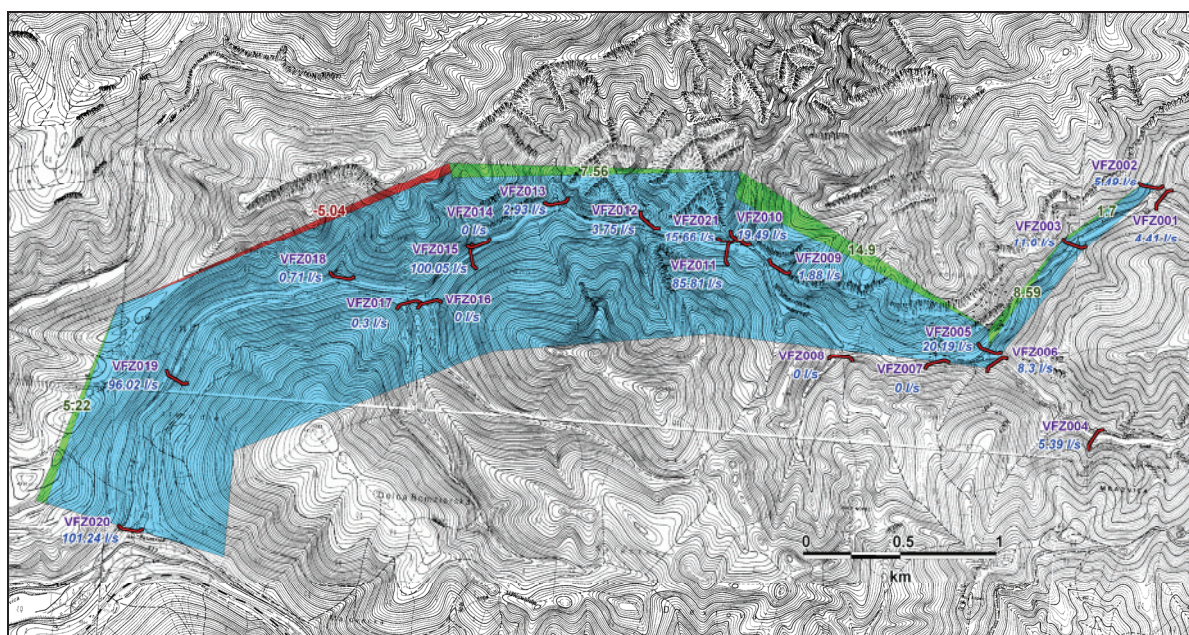
V roku 2000 pracovníci ŠGÚDŠ uskutočnili tri podrobnejšie úsekové merania prietoku, vždy na 21 profiloch. Z výsledkov týchto meraní vyplýva, že väčšina predtým detegovaných skrytých prestupov pochádzala z prítokov a prameňov, ktoré v tom čase neboli evidované. Na celom meranom úseku po merný objekt SHMÚ 5 940 sa síce zaznamenal iba skrytý prestup podzemnej vody do toku Žarnovice (Teplice), čím sa potvrdila jej drenážna funkcia v tejto oblasti, priemerná hodnota súčtu zo všetkých úsekov však bola iba okolo  $30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $31,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Priemerne zhruba  $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  sumárne prestupovalo do dvoch vetiev prítokov Kostolec a Teplica nad profilmi VFZ 005 a VFZ 006, viac ( $\sim 8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) v doline Kostolec a len  $\sim 2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v doline Teplica. Najväčšie prestupujúce množstvo sa zaznamenalo medzi profilmi VFZ 005, VFZ 006 a VFZ 011 (po profil tesne pod ústím Rožkovského potoka) – priemerne  $+12,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , kým po profil VFZ 015 na mernom objekte SHMÚ č. 5 940 priemerne prestupovalo iba  $+8,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pod týmto profilom (ktorý sa už nachádza na málo priepustných slienitých vápencoch mrazníckeho súvrstvia) sa už nezaznamenávali významné skryté zmeny prietokového množstva, resp. mierna priemerná strata prietokového množstva  $-3,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  medzi profilmi VFZ 019 a VFZ 015 je kompenzovaná miernym priemerným prestupom,  $+1,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , medzi profilmi VFZ 020 a VFZ 019. Tento úsek môžeme skôr považovať za hydraulicky pasívny.

Výsledky jednotlivých sérií merania prietoku toku Žarnovice/Teplice z 11. 9. 2000, 13. 9. 2000 a 15. 9. 2000 sú uvedené v tab. 5.48 až 5.50 a graficky znázornené na obr. 5.47 až 5.49. V tabuľke 5.49 sú kvôli lepšej reprodukovateľnosti získaných výsledkov namiesto opisu lokality jednotlivých profilov uvedené ich súradnice. V rámci prvej série úsekových meraní prietoku zo dňa 11. 9. 2000 sa najväčší prírastok,  $+20,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , zaznamenal medzi profilmi VFZ 005, VFZ 006 a VFZ 011, teda v úseku od rozdvojenia doliny na Kostolec (Kostelec) a Teplicu po zaústenie Rožkovského potoka. Na tomto úseku sa nachádzajú oba vodárensky využívané pramene – č. 396 Vodopády a č. 282 Rožková. Aj po započítaní množstva, ktoré z nich odteká, je však v tomto úseku možné konštatovať aj ďalšie skryté zvýšenie prietokového množstva potoka. Potvrdilo to aj meranie prietoku zo dňa 13. 9. 2000 (skrytý prírastok  $+10,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a 15. 9. 2000 ( $+7,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Na nižšom overovanom úseku medzi profilmi VFZ 011 a VFZ 015 (po objekt SHMÚ) sa v uvedených dňoch zistili menšie skryté prestupy ( $+7,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ;  $+4,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ;  $+12,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Ako sme už uviedli, v nižšej časti doliny v prostredí slieňovcov mrazníckeho súvrstvia sa výraznejšia hydraulická komunikácia podzemnej a povrchovej vody neprejavuje. Zaujímavější je však úsek medzi profilmi VFZ 003 a VFZ 005 v bočnej doline Kostolec, kde sa postupne v tých istých sériách meraní zistilo zvýšenie prietokového množstva o  $+8,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $+4,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $+4,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Ostatné zistené skryté zmeny prietokového množstva toku Žarnovice/Teplice je možné považovať za menej významné.

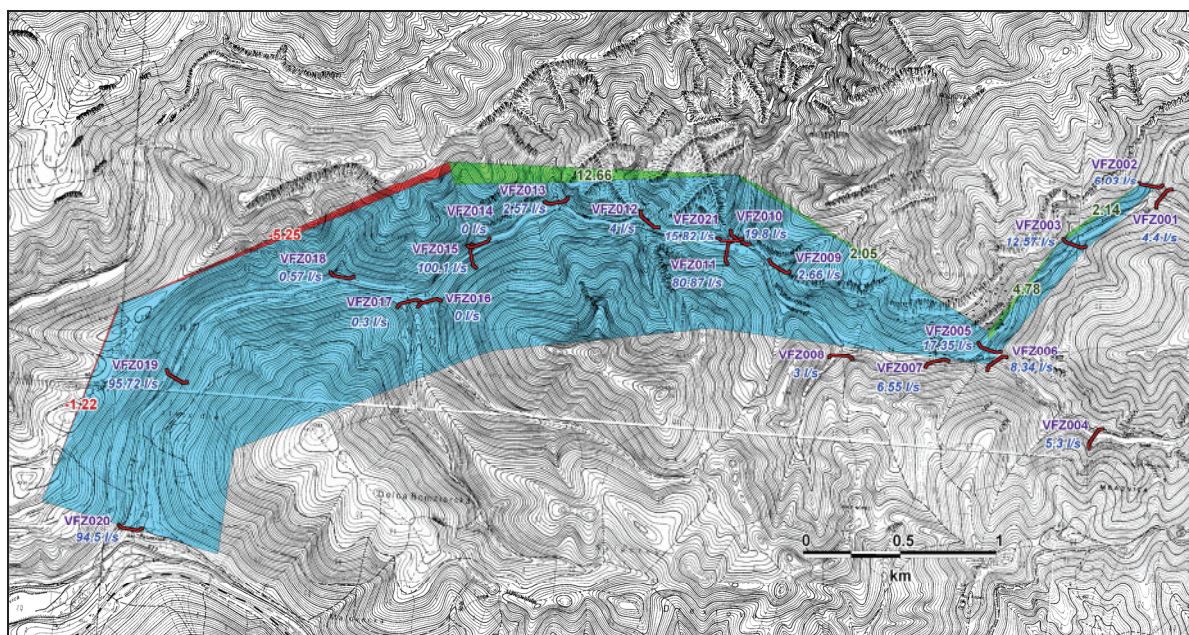


Obr. 5.47. Dolina Žarnovice – povrchový tok Žarnovice/Teplica – výsledky merania prietoku zo dňa 11. 9. 2000.





Obr. 5.48. Dolina Žarnovica – povrchový tok Žarnovica/Teplica – výsledky merania prietoku zo dňa 13. 9. 2000.



Obr. 5.49. Dolina Žarnovica – povrchový tok Žarnovica/Teplica – výsledky merania prietoku zo dňa 15. 9. 2000.

Tab. 5.48. Oblasť doliny Žarnovica – povrchový tok Žarnovica/Teplica – zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 11. 9. 2000.

Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFZ 002	Suchý Rakytov	dolina Žarnovica, sútok S. a M. Rakytova	5,49			
VFZ 001	Mokrý Rakytov	dolina Žarnovica, sútok S. a M. Rakytova		4,41		
VFZ 003	Kostolec	dolina Žarnovica	11,60		1,69	0,58
VFZ 005	Kostolec	dolina Žarnovica nad zaústením Teplice	20,19		8,59	1,01
VFZ 004	Teplica	dolina Žarnovica – Teplica/Mraznica		5,39		
VFZ 006	Teplica	dolina Žarnovica nad zaústením Teplice		8,30	2,91	
VFZ 007	odpad z prameňa	dolina Žarnovica – odpad z pram. Žarnovica				



Tab. 5. 48 – pokračovanie.

Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFZ 008	ľavostranný prítok	dolina Žarnovica				
VFZ 009	pravostranný prítok	dolina Žarnovica		1,88		
VFZ 010	pravostranný prítok	dolina Žarnovica – Rožkovský potok + pram.		19,49		
VFZ 021	pravostranný prítok	dolina Žarnovica – Rožkovský potok + pram.		15,66		
VFZ 011	Teplica	dolina Žarnovica – pod ústím Rožkovského pot.	85,81		20,30	4,29
VFZ 012	pravostranný prítok	dolina Žarnovica		3,75		
VFZ 013	pravostranný prítok	dolina Žarnovica		2,93		
VFZ 014	pravostranný prítok	dolina Žarnovica				
VFZ 015	Teplica	dolina Žarnovica	100,05		7,56	5,00
VFZ 016	ľavostranný prítok	dolina Žarnovica – ústie dol. Do Lopušnej				
VFZ 017	ľavostranný prítok	dolina Žarnovica – ústie dol. Dolná Romžiarska		0,30		
VFZ 018	pravostranný prítok	dolina Žarnovica		0,71		
VFZ 019	Teplica	dolina Žarnovica	96,02		-5,04	4,80
VFZ 020	Teplica	dolina Žarnovica pri horámi Žarnovica	101,24		5,22	5,06

Tab. 5.49. Oblasť doliny Žarnovica – povrchový tok Žarnovica/Teplica – zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 13. 9. 2000.

Profil	Vodný tok	X (JTSK)	Y (JTSK)	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok /úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFZ 002	Suchý Rakytov	-427039,8	-427039,8	5,82			
VFZ 001	Mokrý Rakytov	-426 990,7	-426 990,7		4,64		
VFZ 003	Kostolec	-427 438,2	-427 438,2	12,78		2,32	0,64
VFZ 005	Kostolec	-427 876,5	-427 876,5	17,43		4,66	0,87
VFZ 004	Teplica	-427 337,7	-427 337,7		5,31		
VFZ 006	Teplica	-427 851,7	-427 851,7		8,25	2,94	
VFZ 007	odpad z prameňa	-428 159,7	-428 159,7		7,53		
VFZ 008	ľavostranný prítok	-428 652,3	-428 652,3		2,57		
VFZ 009	pravostranný prítok	-428 965,2	-428 965,2		2,42		
VFZ 010	pravostranný prítok	-429 168,2	-429 168,2		19,84		
VFZ 021	pravostranný prítok	-429 205,0	-429 205,0		15,66		
VFZ 011	Teplica	-429 236,0	-429 236,0	83,80		10,10	4,19
VFZ 012	pravostranný prítok	-429 638,8	-429 638,8		3,84		
VFZ 013	pravostranný prítok	-430 108,9	-430 108,9		2,59		
VFZ 014	pravostranný prítok	-430 509,1	-430 509,1				
VFZ 015	Teplica	-430 554,7	-430 554,7	94,79		4,56	4,74
VFZ 016	ľavostranný prítok	-430 781,1	-430 781,1				
VFZ 017	ľavostranný prítok	-430 897,5	-430 897,5		0,40		
VFZ 018	pravostranný prítok	-431 221,4	-431 221,4		0,50		
VFZ 019	Teplica	-432 079,2	-432 079,2	96,30		0,61	4,82
VFZ 020	Teplica	-432 315,1	-432 315,1	97,07		0,77	4,85
VFZ 002	Suchý Rakytov	-427 039,8	-427 039,8	5,82			
VFZ 001	Mokrý Rakytov	-426 990,7	-426 990,7		4,64		
VFZ 003	Kostolec	-427 438,2	-427 438,2	12,78		2,32	0,64
VFZ 005	Kostolec	-427 876,5	-427 876,5	17,43		4,66	0,87
VFZ 004	Teplica	-427 337,7	-427 337,7		5,31		
VFZ 006	Teplica	-427 851,7	-427 851,7		8,25	2,94	

Tab. 5.49 – pokračovanie.

Profil	Vodný tok	X (JTSK)	Y (JTSK)	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFZ 007	odpad z prameňa	-428 159,7	-428 159,7		7,53		
VFZ 008	ľavostranný prítok	-428 652,3	-428 652,3		2,57		
VFZ 009	pravostranný prítok	-428 965,2	-428 965,2		2,42		

Tab. 5.50. Oblasť doliny Žarnovica – povrchový tok Žarnovica/Teplica – zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 15. 9. 2000.

Profil	Vodný tok	Lokalita	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
VFZ 002	Suchý Rakytov	dolina Žarnovica, sútok S. a M. Rakytova	6,03			
VFZ 001	Mokrý Rakytov	dolina Žarnovica, sútok S. a M. Rakytova		4,40		
VFZ 003	Kostolec	dolina Žarnovica	12,57		2,14	0,63
VFZ 005	Kostolec	dolina Žarnovica nad zaústením Teplice	17,35		4,78	0,87
VFZ 004	Teplica	dolina Žarnovica – Teplica/Mraznica		5,30		
VFZ 006	Teplica	dolina Žarnovica nad zaústením Teplice		8,34	3,04	
VFZ 007	odpad z prameňa	dolina Žarnovica – odpad z pram. Žarnovica		6,55		
VFZ 008	ľavostranný prítok	dolina Žarnovica		3,00		
VFZ 009	pravostranný prítok	dolina Žarnovica		2,66		
VFZ 010	pravostranný prítok	dolina Žarnovica – Rožkovský potok + pram.		19,80		
VFZ 021	pravostranný prítok	dolina Žarnovica – Rožkovský potok + pram.		15,82		
VFZ 011	Teplica	dolina Žarnovica – pod ústím Rožkovského potoka	80,87		7,35	4,04
VFZ 012	pravostranný prítok	dolina Žarnovica		4,00		
VFZ 013	pravostranný prítok	dolina Žarnovica		2,57		
VFZ 014	pravostranný prítok	dolina Žarnovica				
VFZ 015	Teplica	dolina Žarnovica	100,10		12,67	5,01
VFZ 016	ľavostranný prítok	dolina Žarnovica – ústie dol. Do Lopušnej				
VFZ 017	ľavostranný prítok	dolina Žarnovica – ústie doliny Dolná Romžiarska		0,30		
VFZ 018	pravostranný prítok	dolina Žarnovica		0,57		
VFZ 019	Teplica	dolina Žarnovica	95,72		-5,25	4,79
VFZ 020	Teplica	dolina Žarnovica pri horách Žarnovica	94,50		-1,23	4,72

V oblasti južnejšie od toku Žarnovica/Teplice, už na hranici zobrazeného územia, sa na toku Bielej vody (paralelne s vrcholovým Harmaneckým tunelom) zistili skryté prestupy  $+19,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (23. 6. 1987) a  $+5,91 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (12. 11. 1987; medzi profilmi 81 a 82). Predpokladáme, že pochádzajú z oblastí južnejšie od doliny Bielej vody (stále však z hydrogeologickej štruktúry Tlstej), keďže severne od doliny prechádza vrcholový Harmanecký tunel. Predpokladáme, že tunel drénuje široké okolie a predstavuje tak drenážny predel v rámci hydrogeologickej štruktúry Tlstej, pričom umelo oddeľuje jej najjužnejšiu časť v oblasti kóty 1 316,9 Flochová. Tu, už mimo nášho hodnoteného územia, sa v rámci vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu (Šalagová et al., 1992) zistili ešte ďalšie skryté prestupy podzemnej vody do toku Starej Flochovej ( $+31,51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), ľavostranného prítoku Bielej vody (niekde označovaný aj ako Bartoška, medzi profilmi 91 a 92) a na západnejšie sa nachádzajúcom toku Čiernej vody (profily 95 a 96) prírastky  $+79,51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $+8,21 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (13. 6. a 14. 10. 1987). Straty prietokového množstva sa zaznamenali na toku Kozinec, ale najmä na vetvách potoka z Podflochovej ( $-11,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  na profile 85 a  $-21,91 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  strácajúcej sa v ponore nad profilom 89 na východnejšie sa nachádzajúcej vetve).

Celkove v súlade s Kullmanom (in Kullman a Gazda, 1973) však môžeme konštatovať, že hydrogeologická štruktúra Tlstej sa odvodňuje nielen na svojich okrajoch, ale aj významnými prameňmi a skrytými prestupmi podzemnej vody vo svojom vnútri: najmä v oblasti doliny Selenec ( $\sim 40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a Blatnickej doliny ( $\sim 50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), kde okrem toho voda vystupuje vo viacerých významných prameňoch (sumárne  $\sim 160 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Ďalšie množstvo podzemnej vody však prestupuje smerom na juhozápad, kde sa objavuje v oblasti Mošoviec (skryto – prestupom do tokov  $\sim 50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v prameňoch v oblasti „megaprameniska“ Čiernej vody/Rybníka ďalších  $\sim 40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), Rakše (skrytým prestupom  $\sim 50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v prameňoch ďalších  $\sim 70 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a Hája (viditeľne  $\sim 40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , skryto  $\sim 30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Z tejto oblasti uvádza Kullman (in Kullman a Gazda, 1973) na úrovni základného hydrogeologického výskumu vyčíslené množstvo sumárneho skrytého prestupu podzemnej vody  $192 - 322 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Náš celkový sumár skrytého prestupu  $\sim 130 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  je síce menší, no spolu s množstvom vystupujúcim v prameňoch v tejto oblasti (Mošovce – Háj) – spolu  $\sim 280 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  – spadá do hornej časti vtedy odhadovaného intervalu. V oblasti doliny Žarnovice (toku Žarnovica/Teplice) hydrogeologickú štruktúru Tlstej odvodňujú dva veľké, vodárensky využívané pramene so sumárnou výdatnosťou  $\sim 60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . K nim možno pripočítať ďalších  $\sim 30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v skrytých prestupoch do spomínaného toku. V oblasti južnejšie od doliny Žarnovice prechádza štruktúrou veľký (vrcholový) Harmanecký tunel, ktorý pri svojej dĺžke  $4\,697 \text{ m}$  predstavuje významný antropogénny zásah do pôvodného režimu a obehu podzemnej vody. Tento drenážny prvok podmienil priemerný výstup podzemnej vody  $21,31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  zo západného portálu (prameň „Čremošné – Výver z tunela“, pozorovaný SHMÚ pod kat. č. 613, priemerné hodnoty z pozorovaní z rokov 1967 – 2004), pričom podstatná časť drénovanej vody smeruje k východnému portálu (prameň „Vrcholový tunel“ pozorovaný SHMÚ pod kat. č. 1 269, priemerná hodnota výdatnosti z pozorovaní z rokov 1995 – 2004 je  $228,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Svojou drenážou širokého okolia predstavuje tento tunel pre hydrogeologickú štruktúru Tlstej drenážny predel a hydraulicky tak oddeľuje jej najjužnejšiu časť v oblasti kóty  $1\,316,9$  Flochová (už za hranicou zobrazeného územia). V tejto časti sa zistili skryté prestupy podzemnej vody do oblasti Bielej vody, Starej Flochovej a Čiernej vody, ale aj straty prietokového množstva na toku Kozinec a vetvách potoka z Podflochovej, kde sú aj ponory (Šalagová et al., 1992). Na tomto území, ako ani v povodí Čierneho potoka a Rakytova v povodí Hrona (kde sa nachádza aj Harmanecká jaskyňa) sa dosiaľ nerealizovalo podrobné hydrogeologické mapovanie. Územie hydrogeologickej štruktúry Tlstej spadajúce do povodia Hrona v oblasti severne od toku Bystrice sa podrobne mapovalo v rámci spracovania základnej hydrogeologickej mapy východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999).

Na tomto mieste je ešte potrebné vrátiť sa k severnej časti hydrogeologickej štruktúry Tlstej do povodia Gaderského potoka. V prípade úseku toku pod sútokom Blatnického a Gaderského potoka (viac-menej v intraviláne obce Blatnica) je pravdepodobná rozdielna hydraulická funkcia vodného toku v čase. Dotácia alebo drenáž sa tu zaznamenala v pomerne veľkom množstve, desiatky až stovky  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  (Šalagová et al., 1992). Možno tu predpokladať rýchlu vzájomnú výmenu vody medzi skrasovateným masívom a povrchovými tokmi Blatnického a Gaderského potoka, ktorej smer (z povrchových tokov alebo do nich) závisí od stupňa nasýtenia horninového prostredia podzemnou vodou. V oblasti úseku Gaderského potoka medzi bočnými dolinkami Konský dol a Selenec potvrdili naše merania prevažne drenážnu funkciu Gaderského potoka s celkovou sumou prírastkov a úbytkov  $+165,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (po odrátaní 5 % chyby  $+111,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Zaujímavejší je však fakt, že pri danej veľkosti plochy karbonátov by tu bolo azda možné predpokladať väčší objem prestupujúcej vody alebo prítomnosť väčších prameňov. Pri realizovanej hydrologickej bilancii medzipovodie je však toto medzipovodie v dolnej časti Gaderského potoka (objekty SHMÚ 6 070 – 6 066 – 6 065) tiež „bilančne chudobné“ – obr. 5.23. Rozdiel medzi zisteným a predpokladaným odtokom je  $-298 \text{ mm}$  za obdobie dvoch bilancovaných rokov (1989 a 1990), teda priemerne  $-149 \text{ mm}$  za 1 rok ( $-4,72 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Pri ploche medzipovodia (označovaného aj č. 5, resp. ako medzipovodie 6 070 – 6 065)  $27,609 \text{ km}^2$  je možný skrytý odtok z neho  $\sim 130 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Kam smeruje tento odtok, je otvorená otázka: v minulosti sa jednoznačne predpokladal jz. smer prúdenia (k oblasti Mošovce – Háj). Výsledky komentované v ďalšom texte [v časti venovanej hydrogeologickej štruktúre triasových karbonátov veporika v oblasti kót Hrosková (1 043), Osičné (1 107), Štefanová (1 305) a Šoproň (1 370) medzi Necnalskou, Belianskou a Lubochnianskou dolinou] však otvárajú možnosť hydraulického prepojenia triasových karbonátov hronika a veporika v tejto oblasti. Čiastočný kontakt týchto hydrogeologických štruktúr je v oblasti sv. svahov bočného hrebeňa medzi kótami



I 161,5 Kozia skala a I 155,3 Plavá (alebo presnejšie medzi kótami 976,2 Lazce a I 070,4 Dedošová). Prepojenie alebo neprepojenie triasových karbonátov veporika a hronika je tu záležitosťou len niekoľkých stoviek metrov. Úvahy o (aspoň čiastočnom) pôvode vody prameňa Lazce prezentovali v minulosti starší autori (Bystrický, 1955; Bujalka a Drobáň, 1959). Oprávňovali ich k tomu výškové predispozície územia v oblasti (prameň Lazce – 560 m n. m., erozívna báza Gaderskej doliny južne od prameňa Lazce – okolo 630 m n. m.). Neskôr bola možnosť ich prepojenia zamietnutá pre prítomnosť „tesniaceho mraznického súvrstvia“ medzi oboma jednotkami. Podľa súčasnej geologickej mapy (Polák et al., 1997) sú však oba celky v oblasti asi 700 m zjz. od horárne Smrekov v Necpalskej doline na krátkom úseku dokonca v bezprostrednom kontakte. V súčasnosti však okrem výsledkov hydrologickej bilancie nemáme žiadne iné indície, ktoré by podporovali takúto úvahu. Viac svetla môžu vnieť iba výsledky stopovacích skúšok a detailného geologického mapovania.

Infiltračné aj výverové oblasti podzemnej vody hydrogeologickej štruktúry Tlstej sú lokalizované do stredno- a vrchnotriasových vápencov a dolomitov hronika s krasovo-puklinovou, resp. puklinovou priepustnosťou. Celá oblasť je už od roku 1973 súčasťou Chránenej vodohospodárskej oblasti Veľká Fatra. Nachádza sa v nej množstvo sústredených výverov kvalitnej pitnej vody. Mnohé z týchto prameňov boli v minulosti alebo sú aj v súčasnosti pozorované SHMÚ. Iba niektoré z týchto prameňov slúžia v súčasnosti ako zdroj na zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou – najviac z nich je v Blatnickej doline (pramene Pod Kraľcom, Kraľčie, Blatnica 3, Mokrý Jasenok nad chatou, Mokrý Jasenok pod chatou, Vlčie bralo a Rakytoy; pozri tab. 7.4). Priemerná výdatnosť týchto zachytených zdrojov je zhruba  $95 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V tabuľke 5.69 je uvedený zoznam všetkých prameňov, ktoré sa nachádzajú v hydrogeologickej štruktúre Tlstej, prípadne v jej bezprostrednom okolí, a boli alebo sú pozorované SHMÚ, ako aj štatistické charakteristiky výdatnosti a teploty vody.

Tab. 5.51. Priemerné hodnoty koeficientov výtokových čiar pozorovaných prameňov v oblasti hydrogeologickej štruktúry Tlstej (podľa Malíka, 2005a; 2005b).

Dok. bod č.	Kat. č. SHMÚ	Lokalita	Názov prameňa	$Q_{01}$	$\alpha_{01}$	$Q_{02}$	$\alpha_{02}$	$Q_{03}$	$\beta_{01}$
396	611	Čremošné	Žarnovická dolina	23,00	1,50E-03	12,00	2,50E-02		
193	613	Čremošné	Výver z tunela	26,80	4,00E-04	20,70	4,00E-02		
43	618	Rakša	Cibuľová	9,60	2,30E-03	2,00	2,65E-02		
402	654	Blatnica	Kraľčie	65,00	9,00E-04	60,00	4,00E-02		
268	655	Blatnica	Mokrý Jasenok	29,30	2,70E-03				
269	656	Blatnica	Jasenok – pod chatou	19,70	5,00E-04	2,50	2,00E-02		
184	662	Blatnica	Vlčie bralo	32,50	1,65E-03				
284	663	Blatnica	Rakytová dolina	6,00	7,00E-04	3,30	1,70E-02		
1 181	664	Blatnica	Dedošova dolina 1	18,00	8,80E-03			8,50	2,70E-02
1 107	665	Blatnica	Dedošova dolina 2	5,30	3,00E-03	10,00	9,60E-02		
1 051	666	Blatnica	Dolné Veterné	4,50	4,00E-03	28,10	1,75E-02	18,90	2,30E-02
581	674	Blatnica	Pod Dedošovou skalou	1,45	5,00E-03			4,50	3,50E-02
36	619	Rakša	Mača 1	4,05	2,00E-03	0,45	1,50E-01		
21	621	Rakša	Výver z dren. poľa	4,60	3,00E-03	0,60	7,00E-02		
256	657	Blatnica	Blatnická dolina 1	7,80	1,20E-03	1,40	4,50E-02		
213	658	Blatnica	Blatnická dolina 3	4,50	4,00E-03			3,25	7,00E-02
209	659	Blatnica	Blatnická dolina 4	4,40	1,00E-03	2,74	6,20E-02		
202	660	Blatnica	Blatnická dolina 5	3,50	2,00E-03				
174	667	Blatnica	Jazierko	2,70	4,00E-02	1,20	1,70E-01		
21	696	Rakša	Rosnička	50,00	7,00E-03	50,00	1,40E-01		

Údaje z 20 prameňov uvedených v tab. 5.51 sa analyzovali z hľadiska prítomnosti dostatočne dlhých časových radov poklesávajúcej výdatnosti (Malík, 2005a) a z vybraných poklesových radov boli vyhodnotené parametre výtokových čiar. Tým bol charakterizovaný aj typ výtokového režimu. Spolu bolo analyzovaných 209 časových radov poklesávajúcej výdatnosti – výsledky analýzy sú uvedené v tab. 5.51. Na základe hodnôt koeficientov  $\alpha$ , charakterizujúcich lineárne výtokové subrežimy,

prípadne koeficientov  $\beta$ , typických pre turbulentný charakter prúdenia v prostredí, sme sa pokúsili charakterizovať zraniteľnosť – senzitivitu – zdroja proti potenciálnemu prieniku znečistenia jednotlivých prameňov. Vychádzalo sa z práce Kullmana st. (2000), ktorý navrhol 10-stupňovú hodnotiacu škálu zraniteľnosti zdrojov podzemnej vody v krasovo-puklinovom horninovom prostredí.

Najnižšie hodnoty stupňa zraniteľnosti/senzitivity sa zistili v prameni Vlčie bralo (katalógové číslo SHMÚ 662) v Blatnickej doline, ktorý vykazoval veľmi stabilnú výdatnosť a iba jeden laminárny subrežim s veľmi malým sklonom výtokovej čiary. Podobne to bolo aj v prípade prameňa Blatnická dolina 5 (č. 660). Riziko potenciálneho vstupu znečistenia do horninového prostredia je len všeobecné, plošné, s možnosťami veľkej retencie, fixácie a rozptýlenia kontaminantu. Zdržanie podzemnej vody v horninovom prostredí je veľké a pravdepodobnosť významnej kontaminácie jej zdroja je veľmi malá.

Pramene Žarnovická dolina (č. 611) a Výver z tunela (č. 613) v Čremošnom, Cibuľová (č. 618) v Rakši a Krahulčie (č. 654), Blatnická dolina 1 (č. 657), Mokry Jasenok (č. 655) a Jasenok pod chatou (č. 656) v Blatnickej doline charakterizuje vyšší stupeň zraniteľnosti/senzitivity, pohybujúci sa v rozmedzí 2 až 3. Nebezpečenstvo potenciálneho zasiahnutia podzemnej vody väčším znečistením hodnotíme ako veľmi malé. Existuje možnosť plošného vstupu znečistenia do horninového prostredia, ale s predpokladom jeho retencie, fixácie a rozptýlenia. Pravdepodobnosť kontaminácie vody zdroja, s výnimkou možného vstupu znečistenia z blízkeho okolia, je veľmi malá.

Zraniteľnejšie/senzitívnejšie vo vzťahu k prípadnej kontaminácii sa zdajú pramene Mača 1 (č. 619) a Výver z drenážneho poľa (č. 621) v Rakši a Blatnická dolina 4 (č. 659) v Blatnici (pozri tab. 5.51). Nebezpečenstvo potenciálneho zasiahnutia podzemnej vody väčším znečistením, s výnimkou blízkeho okolia záchytu, ostáva naďalej malé, ako aj možnosť plošného vstupu znečistenia pri predpoklade jeho retencie, fixácie a rozptýlenia. Pravdepodobnosť kontaminácie podzemnej vody záchytu však v nízkej koncentrácii môže trvať dlhší čas.

V prípade prameňa Rosnička (č. 696) v Rakši, Jazierko (č. 667) v Blatnici, a zvlášť prameňa Pod Dedošovou skalou (č. 674, Blatnica) je pri plošnom vstupe znečistenia do horninových blokov nebezpečenstvo potenciálneho znečistenia podzemnej vody malé, ale výnimku tvorí možnosť významného bodového znečistenia pri priamom prepojení priestorovo obmedzeného krasového systému s povrchom. Pri plošnom vstupe znečistenia sa však predpokladá jeho významná retencia, fixácia a rozptýlenie.

Stanovené prírodné zdroje podzemnej vody hydrogeologickej štruktúry Tlstej (hydrogeologický rajón M 023)  $3\,510\,1 \cdot s^{-1}$ , ako aj využiteľné množstvo podzemnej vody v kategórii  $C_2\,198\,1 \cdot s^{-1}$  a v kategórii  $C_1\,588\,1 \cdot s^{-1}$  (výmer komisie pre klasifikáciu množstiev podzemných vôd pri Ministerstve životného prostredia SR č. 29/97) robia z hydrogeologickej štruktúry Tlstej jednu z vodárensky najperspektívnejších oblastí na území Slovenska z hľadiska množstva aj kvality vody. Výsledky hydrologickej bilancie za roky 1989 – 1990 (Šalagová et al., 1992) poukazujú na evidovaný odtok vody z oblasti s plochou  $194,8\,km^2$  v množstve  $2\,617\,1 \cdot s^{-1}$  (bez skrytého prestupu). Náš prepočet zo všetkých medzipovodí ukázal podobnú hodnotu,  $2\,686\,1 \cdot s^{-1}$ , ktorá sa, navyše, veľmi približuje k hodnote odtokového potenciálu stanoveného zo zrážok a výpočtu evapotranspirácie podľa Thornthwaita  $2\,689\,1 \cdot s^{-1}$  (rozdiel iba  $3\,1 \cdot s^{-1}$ ). Nazdávame sa, že táto hodnota zodpovedá prírodným zdrojom rajónu M 023. Naše prepočty sa však realizovali iba z archívnych meraní a spresnené stanovenie prírodných zdrojov podzemnej vody sa môže uskutočniť iba na základe nových prieskumných prác.

### **Obeh podzemnej vody v hydrogeologických štruktúrach triasových karbonátov mezozoika veporika**

Tektonická jednotka veporika predstavuje 26 % z celkovej odkrytej plochy triasových karbonátov na území západnej časti Veľkej Fatry – celkove  $51,407\,km^2$ . Medzi hydrogeologické štruktúry triasových karbonátov mezozoika veporika patria najmä hydrogeologická štruktúra Hrosková – Osičné – Štefanová (triasové karbonáty veporika v oblasti kót 1 043 Hrosková, 1 107 Osičné a 1 305 Štefanová medzi Necpalskou a Ľubochnianskou dolinou) so spoločnou plochou  $43,491\,km^2$ . Menší rozsah, okolo  $5\,km^2$ , majú potom ešte hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika medzi kótou 1 240 Chládkové a dolinou Nižné Krátko (Chládkové – Nižné Krátko;  $5,432\,km^2$ ), hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 045 Beňkova (Viecha) a 1 126 Brdce (Beňkova – Brdce;  $4,364\,km^2$ ) a hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v oblasti Katovej skaly (Katovej

skaly; 3,036 km<sup>2</sup>). Okolo 1 až 2 km<sup>2</sup> majú hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika medzi kótou 890 Vrchmúr (Smrekové) a Podhradím (Vrchmúr – Podhradie; 1,603 km<sup>2</sup>), hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v doline Teplice (Žarnovky) sv. od Hornej Štubne (doliny Teplice; 1,328 km<sup>2</sup>) a hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v závere Necpalskej doliny j. pod kótou 1 510 Borišov (Podborišovská; 0,942 km<sup>2</sup>). Hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v oblasti Starej Bôrovej (hydrogeologická štruktúra Starej Bôrovej) vystupuje len na malej ploche, 0,245 km<sup>2</sup>. V rokoch 1991 – 1993 sa hydrogeologickým štruktúram karbonátov veporika a tatrika vo Veľkej Fatre venovala pozornosť v rámci práce *Štruktúrno-hydrogeologické zhodnotenie karbonátov triasu krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre* (Malík et al., 1993). V troch letných sezónach spomínaného obdobia sa (1x ročne) vykonávali jednorazové expedičné merania odtoku z jednotlivých hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov veporika a tatrika na záverečných profiloch. Namerané výsledky sa dávali do vzťahu s priemernými hodnotami pomocou prepočtov pomeru k priemernej výdatnosti prameňov a priemernému prietoku povrchových tokov podľa ich stavov v období konkrétnych meraní. Priemerné hodnoty zrážkových úhrnov v jednotlivých hydrogeologických štruktúrach sa stanovili z izolínií zrážok zostavených v SHMÚ Banská Bystrica. Z takto stanovených ročných zrážkových úhrnov sa potom v tom čase vypočítavali predpokladané hodnoty efektívnych zrážok podľa empirických rovníc Kullmana (Kullman, 1990), stanovených v analogických karbonátových hydrogeologických štruktúrach kryhy Veľkého Choča a harmaneckej synklinály. Následne sa pomocou takejto orientačnej hydrologickej bilancie a za pomoci metód hydrogeochemického a izotopového hodnotenia pokúsili autori práce (P. Malík, S. Rapant a J. Michalko) stanoviť pravdepodobné hydraulické vzťahy podzemnej vody medzi jednotlivými hydrogeologickými štruktúrami triasových karbonátov tatrika a veporika (Malík et al., 1993). V danom čase nemohli mať títo autori k dispozícii výsledky podrobného hydrogeologického mapovania, ktoré budú (okrem predchádzajúcich výsledkov) rozobrané v nasledujúcom texte.

### **Hydrogeologická štruktúra Chládkové – Nižné Krátko (hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika medzi kótou 1 240 Chládkové a dolinou Nižné Krátko)**

Hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika medzi kótou 1 240 Chládkové a dolinou Nižné Krátko sa rozprestiera na ploche 5,432 km<sup>2</sup>. Od susednej hydrogeologickej štruktúry Beňkova – Brdce (4,364 km<sup>2</sup>) ju oddeľuje len konvenčná hranica predpokladanej hydrogeologickej rozvodnice, ktorá však nebola doteraz potvrdená ani vyvrátená výsledkami hydrogeologického výskumu alebo prieskumu. V práci Malíka et al. (1993) boli hydrogeologické štruktúry Chládkové – Nižné Krátko a Beňkova – Brdce označené skratkami K5 a K4. Z plochy hydrogeologickej štruktúry Chládkové – Nižné Krátko odteká spolu v 45 prameňoch (na základe jednorazových meraní pri ich dokumentovaní v teréne, s výnimkou prameňa 2 585 Nižné Krátko, ktorý v rokoch 1970 – 1974 a 1988 – 1993 pod katalógovým číslom 397 pozoroval SHMÚ) celkove 42,63 l . s<sup>-1</sup>. Jednorazový merný odtok z prameňov tu potom možno vyčíslit' na 7,85 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>. Pri priemernej nadmorskej výške štruktúry 895 m tu môžeme predpokladať priemerné ročné úhrny zrážok 959 mm, priemernú ročnú teplotu vzduchu 5,0 °C a – čo je dôležité – priemernú hodnotu efektívnych zrážok 13,41 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> (423 mm). Z plochy 5,432 km<sup>2</sup> odkrytých karbonátov by potom malo spolu odtekať asi 73 l . s<sup>-1</sup>. V porovnaní so zisteniami hydrogeologickej dokumentácie predstavuje tento deficit zhruba -31 l . s<sup>-1</sup> (v mernom odtoku -5,6 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>), ktoré by zo štruktúry ešte mali odtekať. Toto množstvo podzemnej vody (~30 l . s<sup>-1</sup>) môže skryto prestupovať na západ do hydrogeologickej štruktúry Beňkova – Brdce a následne potom do Podhradského potoka alebo potoka Ráztoky vo Veľkej doline j. od Nolčova. Najpravdepodobnejší je najmä skrytý prestup tejto vody do toku Ľubochnianky v oblasti medzi jej prítokom – dolinou Nižné Krátko a horárňou Huty pod sedlom Hore Fatrou. Ten však nebol (vzhľadom na veľké prietokové množstvo Ľubochnianky) kompletne preverený meraniami prietoku, v rámci predchádzajúcich prác sa tu však zrealizovalo niekoľko hydrometrických profilov (VF 198 a VF 199 – Malík et al., 1993; VFV 005 a VFV 006 – Malík a Kordík, 1999). Drenážna funkcia Ľubochnianky je tu vzhľadom na jej výškovú pozíciu veľmi pravdepodobná, a to aj vo vzťahu k územiám budovaným triasovými karbonátmi smerom na východ od nej.

Smerom na východ od toku Ľubochnianky pokračuje pruh triasových karbonátov veporika, budovaný najmä ramsauskými dolomitmi hydrogeologickej štruktúry Vrátocná – Ľubochna (Malík a Kordík, 1999; ramsauské dolomity medzi kótou 872 Vrátocná a obcou Ľubochna). Ďalej na východ je potom hydrogeologická štruktúra Vrátocná – Ľubochna úzkou „šijou“ v oblasti kóty 1 064 Kútnikov kopec prepojená s rozsiahlou hydrogeologickou štruktúrou karbonátov veporika Máliné (kóta 1 209) – Magura (kóta 1 308). Ohraničenie týchto hydrogeologických štruktúr taktiež nie je tektonické. Bolo definované predpokladom existencie hydrogeologickej rozvodnice v najvyššej časti spomínanej „šije“ Kútnikovo kopca (Malík et al., 1993). Plocha hydrogeologickej štruktúry Vrátocná – Ľubochna (– Kútnikov kopec) je 3,014 km<sup>2</sup>. Pretože priemerný odtok podzemnej vody z hydrogeologickej štruktúry Vrátocná – Ľubochna zistený meraním prietoku na výstupných profiloch bol vyčíslený na 31,7 l . s<sup>-1</sup> a potenciálna infiltrácia vypočítaná z izohyet danej plochy štruktúry bola 56,2 l . s<sup>-1</sup>, predpokladal sa ďalší prestup asi 25 l . s<sup>-1</sup> (Malík et al., 1993). V oblasti lyžiarskeho vleku na ľavej strane Ľubochnianky a mosta vedúceho k nemu bol zároveň na Ľubochnianke medzi profilmi č. 199 a 200 nameraný skrytý prestup podzemnej vody do povrchového toku +21 l . s<sup>-1</sup> (Malík et al., 1993). Malík a Kordík (1999) v roku 1997 toto meranie zopakovali s analogickým výsledkom (+13,9 l . s<sup>-1</sup>). Ľubochnianka v týchto miestach predstavuje erozívnu bázu na západnom ohraničení hodnoteného územia aj západné ohraničenie hydrogeologickej štruktúry Vrátocná – Ľubochna. Uvedení autori predpokladali, že ak zistené skryto prestupujúce množstvo podzemnej vody do Ľubochnianky pochádza zo štruktúry Vrátocná – Ľubochna, celkový odtok zo štruktúry by mohol byť 52,7 l . s<sup>-1</sup> a hodnota potenciálnej infiltrácie by teda mala byť naplnená. V rámci štruktúry Vrátocná – Ľubochna by sa potom nemuselo uvažovať o skrytom prestupe do iných jednotiek. Tomu by mali podľa práce Malíka et al. (1993) zodpovedať aj výsledky zistené v západnej časti pohoria Veľká Fatra. Počas termometrických meraní na dolnom úseku Ľubochnianky (Filo a Švastová, 1994) sa však v oblasti mosta vedúceho k lyžiarskemu vleku zistili prestupy podzemnej vody z ľavej, t. j. západnej strany. Tomu zodpovedá aj výver podzemnej vody z otvoru vrátaného do skaly priamo oproti spomínanému mostu (pram. 2 682). Je teda veľmi pravdepodobné, že zistený prestup podzemnej vody 21 l . s<sup>-1</sup> (Malík et al., 1993) má svoj pôvod v západnej časti pohoria a bilančne vyrovnaná bude skôr hydrogeologická štruktúra Chládkové – Nižné Krátko. Vzhľadom na presnosť meraní pri veľkom prietoku Ľubochnianky však je možné, že tento tok skryto drénuje vody oboch hydrogeologických štruktúr: Chládkové – Nižné Krátko zo západu a Vrátocná – Ľubochna z východu. Predpokladaný prestup z každej z týchto hydrogeologických štruktúr (zhruba 30 l . s<sup>-1</sup>, resp. 25 l . s<sup>-1</sup>) sa totiž poľahky stratí v 5 % chybe meraní prietoku, ktorá aj pri minimálnom prietoku na Ľubochnianke predstavuje najmenej ±30 l . s<sup>-1</sup>. Malík et al. (1993) zistili v tomto úseku (profily 199 a 200) skryté zvýšenie prietokového množstva Ľubochnianky o +89,58 l . s<sup>-1</sup>.

Na povrchu sa hydrogeologická štruktúra Chládkové – Nižné Krátko odvodňuje najmä v dolinách Okálka (pramene č. 2 452, 2 455 a 2 488 s výdatnosťou 1,01 l . s<sup>-1</sup>, 1,5 l . s<sup>-1</sup> a 4,8 l . s<sup>-1</sup>) a Turecká (pramene č. 2 523, 2 427, 2 485 a 2 567 s výdatnosťou 0,9 l . s<sup>-1</sup>, 1,7 l . s<sup>-1</sup>, 2,9 l . s<sup>-1</sup> a 3,8 l . s<sup>-1</sup>) – obe sú ľavostrannými prítokmi Ľubochnianky. Najväčším prameňom je ale výver Nižné Krátko v rovnomennej dolinke, zdokumentovaný pod číslom 2 585. Prameň Nižné Krátko vyviera na kontakte gutensteinských vápencov a lunzských vrstiev veporika. V minulosti (v rokoch 1970 – 1974 a 1988 – 1993) bol pozorovaný SHMÚ prostredníctvom Ponceletovho priepadu, ten však bol už v čase dokumentácie prameňa zničený a nefunkčný. Žiaľ, časové rady výdatnosti (prípadne teploty vody) z daných období nebolo možné od SHMÚ získať a nemohli sme teda realizovať analýzu výtokových čiar. K dispozícii sme mali len údaje o výdatnosti a teplote vody zo štatistického spracovania za roky 1970 – 1974. Výdatnosť sa vtedy pohybovala od 5,53 l . s<sup>-1</sup> do 47,0 l . s<sup>-1</sup>, jej priemerná hodnota bola 17,10 l . s<sup>-1</sup>. Teplota vody sa pohybovala od 6,5 do 7,5 °C. Podľa analýzy δ<sup>34</sup>S – síry sulfátu rozpusteného vo vode – prameňa Nižné Krátko (8,77 ‰, pri priemernom obsahu SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 20,5 mg . l<sup>-1</sup>) možno pôvod časti tohto sulfátu hľadať pravdepodobne vo vrchnotriasových horninách karpatského keuperu (Malík et al., 1993; Malík a Michalko, 2002). Rozsiahle polohy sedimentov karpatského keuperu tu budujú približne 2,5 km dlhý úsek hlavného hrebeňa v oblasti kóty 1 067 Príslop a severne od nej. Podľa priemernej hodnoty δ<sup>18</sup>O (–11,09 ‰) usudzovali spomínaní autori na pomerne vysoko položenú infiltračnú oblasť prameňa – pravdepodobne tiež až v hrebeňovej oblasti okolo kóty 1 240 Chládkové.

Uvedené fakty tiež pravdepodobne potvrdzujú predpoklad, že v oblasti hlavného hrebeňa medzi kótami 1 240 Chládkové a 1 067 Príslop prestupuje podzemná voda popod hydrologickú rozvodnicu v smere zo západu na východ, resp. z JZ na SV, z hydrogeologickej štruktúry Beňkova – Brdce do hydrogeologickej štruktúry Chládkové – Nižné Krátko. Predpokladáme, že podzemná voda hydrogeologickej štruktúry Chládkové – Nižné Krátko obohatená o príspevok podzemnej vody z hydrogeologickej štruktúry Beňkova – Brdce pravdepodobne skryto prestupuje do povrchového toku Ľubochnianky v množstve okolo  $\sim 40$  až  $\sim 50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (podrobnejšie ďalej).

### **Hydrogeologická štruktúra Beňkova – Brdce [hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 045 Beňkova (Viecha) a 1 126 Brdce]**

Pruh triasových karbonátov veporika, ktorý pokračuje na západ od hydrogeologickej štruktúry Chládkové – Nižné Krátko až po východný breh Podhradského potoka, označujeme ako hydrogeologickú štruktúru triasových karbonátov veporika v oblasti kót 1 045 Beňkova (Viecha) a 1 126 Brdce, skrátene ako hydrogeologickú štruktúru Beňkova – Brdce. Je vyčlenená na ploche  $4,364 \text{ km}^2$  a jej priemerná nadmorská výška je 799 m. Malík et al. (1993) označovali túto hydrogeologickú štruktúru skratkou K4. Podrobným hydrogeologickým mapovaním tu bolo zdokumentovaných 25 prameňov, prevažne s malou výdatnosťou – ich sumárna výdatnosť bola len  $7,25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pri prepočte na plochu odteká potom zo zdokumentovaných prameňov len  $1,66 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Už z tejto hodnoty je evidentné, že väčšina podzemnej vody pravdepodobne skryto prestupuje do susedných oblastí alebo do povrchových tokov. Podľa údajov z tab. 5.24 môžeme toto prestupujúce množstvo odhadnúť na  $48,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , pretože z údajov o predpokladaných priemerných ročných zrážkach a priemernej ročnej teplote ( $952 \text{ mm}/5,3 \text{ }^\circ\text{C}$ ) boli vypočítané efektívne zrážky  $405 \text{ mm}$  ( $12,84 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) a z nich v prameňoch odteká len  $1,66 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Ak zistený rozdiel ( $-11,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) prenásobíme veľkosťou plochy hydrogeologickej štruktúry Beňkova – Brdce, dostaneme celkový deficit. Teoretický odtok podzemnej vody by tu totiž mal dosahovať hodnotu  $56,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Väčšie pramene s výdatnosťou vyššou ako  $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  vystupujú iba v priestore osi Veľkej doliny (tok Ráztoky)  $2,5 - 4,0 \text{ km}$  jv. od Nolčova. Z nich však len jeden (č. 1 888) dosahuje výdatnosť viac ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (v tomto prípade  $1,21 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Ďalšie relatívne väčšie pramene od  $0,3$  do  $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  sa potom nachádzajú už len pozdĺž toku Podhradského potoka (na jeho pravom brehu, resp. päte pravého svahu údolia) asi  $1,5 \text{ km}$  jv. od obce Podhradie. Na Podhradskom potoku sa v dňoch 13. 9. 2004 a 21. 6. 2006 realizovali úsekové merania prietoku (tab. 5.52), polohy meraných profilov však boli pri každom ťahu rozdielne. Počas prvého merania (13. 9. 2004) sa premeriaval len kratší úsek v oblasti samotnej obce Podhradie medzi profilmi P17 a P13 (obr. 5.50). Tie sú identické s profilmi Podhr-4 a Podhr-7 z druhého ťahu (21. 6. 2006), no rozmiestnenie profilov medzi nimi už nekorešponduje. V rámci prvého ťahu nebol zdokumentovaný ani prítok z dolinky medzi kótami 781 Diel a 890 Smrekové (Podhr-6 pri druhom ťahu), takže prírastok medzi profilmi P15 a P14 ( $1,23 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v tab. 5.52) sa vzťahuje skôr na pritekajúce množstvo z tejto dolinky. Všetky zistené prítoky v rámci prvého ťahu sa však pohybujú v hodnotách do medze presnosti merania. Výnimkou je rozdiel medzi profilmi P16 a P15 ( $+6,87 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) v oblasti upraveného výveru minerálnej vody (pram. č. 1 379), upraveného do kadľubu pri potoku. Aj v druhom ťahu meraní sa na tomto úseku zistil menší skrytý prestup ( $+4,26 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) medzi profilmi Podhr-5 a Podhr-4. Polohy profilov však nie sú identické, a tak by mohol byť aktívnejší prítok na úseku medzi profilmi Podhr-5 a P-15, ktoré sa však súčasne nemerali. Dokazuje to azda aj zistený prírastok medzi profilmi Podhr-5 a Podhr-7  $+10,52 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , zistený dňa 21. 6. 2006 v rámci 2. ťahu meraní prietoku. V tom čase sa však premeriaval aj úsek toku Podhradského potoka nad obcou (asi do  $1,5 \text{ km}$ ). Vtedy sa zistili výrazné skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku medzi profilmi Podhr-4 a Podhr-3 ( $+32,24 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), teda v úseku medzi obcou a zachyteným prameňom Dolina/Hradská (č. 1 504), z ktorého bolo navyše v profile Podhr-2 evidované množstvo odtekajúce do odpadu  $33,87 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Vyššie sa nachádzajúci úsek (medzi profilmi Podhr-1 a Podhr-3) sa ukázal ako pasívny. Výsledky úsekových meraní prietoku z oboch ťahov sú graficky interpretované na obr. 5.50 a 5.51.

V rokoch 1991, 1992 a 1993 sa na potoku v Podhradskej doline zistili prírastky  $20,74$ ,  $14,21$  a  $13,61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (Malík et al., 1993; medzi profilmi 194 a 122) s priemerom týchto meraní  $16,22 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Ukázalo sa, že skryto prestupujúca podzemná voda má značnú mineralizáciu aj teplotu: zmiešavacím



pravidlom sa vypočítali hodnoty mernej elektrickej vodivosti prestupujúcej vody 1 149, 1 134 a 1 283  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a teplota prestupujúcej vody 14,0, 14,6 a 15,2 °C. Minerálna voda vystupujúca na najvyššom okraji obce Podhradie (pram. 1 379) mala v rokoch 1991 – 1993 zistené tieto charakteristiky: sumárnu výdatnosť všetkých rozptýlených výverov okolo 0,25  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v roku 1991 mernú elektrickú vodivosť 3 250 – 3 620  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a teplotu 13,2 °C, v r. 1992 mernú elektrickú vodivosť 3 050 – 3 280  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a teplotu 12,7 – 13,1 °C, v roku 1993 mernú elektrickú vodivosť 3 660  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a teplotu 11,7 °C. Priemerná hodnota mernej elektrickej vodivosti minerálnej vody bola teda okolo 3 372  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ . Pri aplikácii zmiešavacieho pravidla jednoznačne vychádza, že zistené množstvo minerálnej vody nemôže skryto prestupovať do potoka pri danej výslednej hodnote vodivosti. Prestupuje tu teda voda s menšou priemernou mineralizáciou.

Vo vyššej časti doliny Podhradského potoka sa zistili aj skryté prestupy vody (Malík et al., 1993; medzi profilmi 194 a 123) – prírastky 20,79, 22,07 a 20,44  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  (priemerne 21,10  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Aj tu sa zistila vyššia mineralizácia skryto prestupujúcej vody (vodivosť prestupujúcej vody bola zmiešavacím pravidlom stanovená na 804, 677 a 798  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ), ako aj jej vyššia teplota (prepočítaná na 15,2, 15,3 a 16,6 °C).

Možno teda konštatovať, že do celej dĺžky Podhradského potoka skryto vstupuje okolo 35 – 45  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  (~40  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) podzemnej vody s vyššou teplotou a mineralizáciou. K nej však treba priradiť zistené prestupujúce množstvo z čiastkových hydrogeologických štruktúr (Beňkova – Brdce či Vrchmúr – Podhradie).

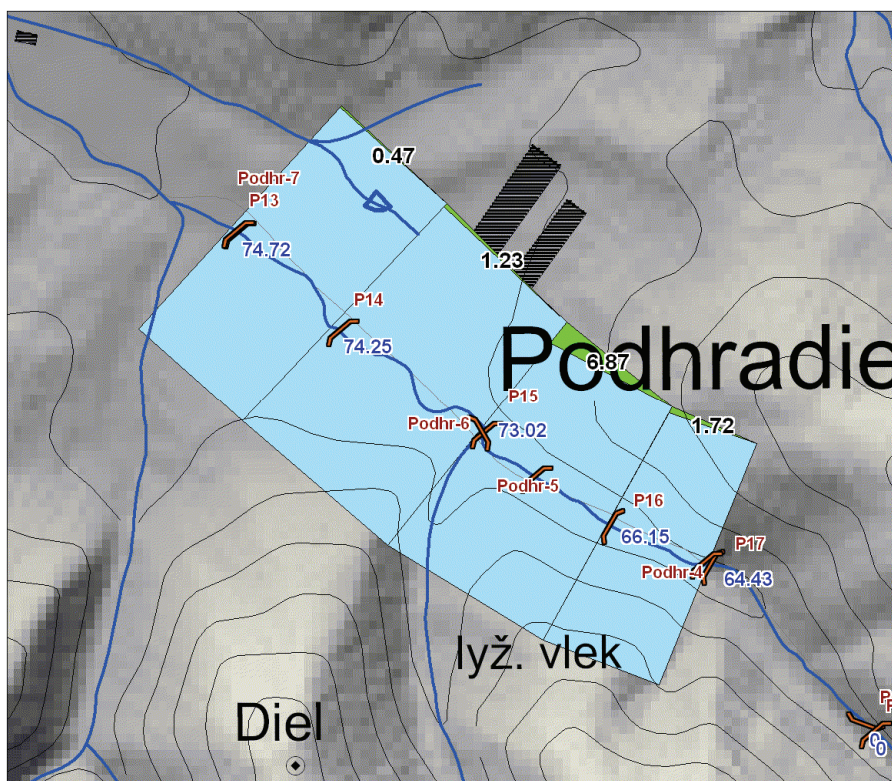
Tab. 5.52. Podhradie – Podhradský potok – zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku v dňoch 13. 9. 2004 a 21. 6. 2006.

Profil	Vodný tok	X (JTSK)	Y (JTSK)	Hlavný tok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prítok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prírastok/ úbytok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Chyba merania [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]
13. 9. 2004							
P17	Podhradský potok	-420 725,7	-1 189 820,0	64,43			
P16	Podhradský potok	-420 974,5	-1 189 719,1	66,15		1,72	3,31
P15	Podhradský potok	-421 286,7	-1 189 490,0	73,02		6,87	3,65
P14	Podhradský potok	-421 644,3	-1 189 233,8	74,25		1,23	3,71
P13	Podhradský potok	-421 903,0	-1 188 989,6	74,72		0,47	3,74
21. 6. 2006							
Podhr-1	Podhradský potok	-420 075,0	-1 190 661,5	65,89			
Podhr-3	Podhradský potok	-420 323,0	-1 190 232,1	66,87		0,98	3,34
Podhr-2	Odpad z pram. Dolina	-420 336,9	-1 190 211,3		33,87		
Podhr-4	Podhradský potok	-420 741,5	-1 189 811,5	132,98		32,24	6,65
Podhr-5	Podhradský potok	-421 163,0	-1 189 600,3	137,24		4,26	6,86
Podhr-6	Ľavý prítok od kóty Diel	-421 290,6	-1 189 479,9		1,36		
Podhr-7	Podhradský potok	-421 899,6	-1 188 992,7	149,12		10,52	7,46

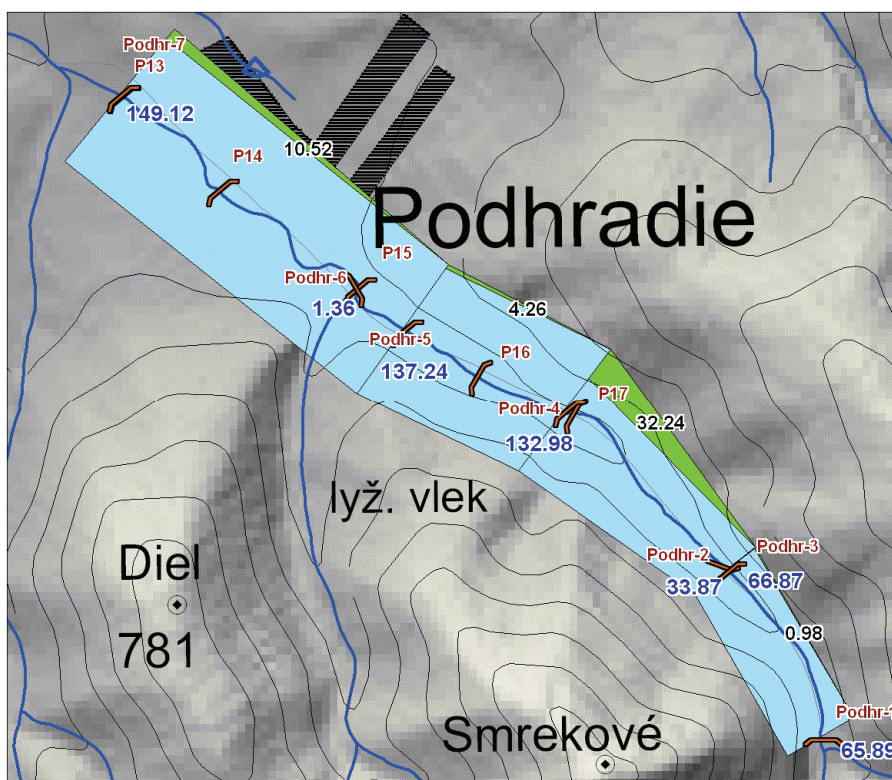
### Hydrogeologická štruktúra Vrchmúr – Podhradie [hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika medzi kótou 890 Vrchmúr (Smrekové) a Podhradím]

V tejto hydrogeologickej štruktúre s plochou 1,603  $\text{km}^2$  a priemernou nadmorskou výškou 700 m bolo zdokumentovaných iba 9 prameňov, no s veľkou sumárnou výdatnosťou (38,57  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a vysokou hodnotou merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov (24,06  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Predpokladáme tu priemerné ročné zrážky 905 mm, priemernú ročnú teplotu vzduchu 5,7 °C a priemernú hodnotu efektívnych zrážok 344 mm (10,90  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Oproti celkovému potenciálnemu odtoku (17,5  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) z tejto štruktúry teda „nad jej pomery“ odteká +21,0  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Absolútna väčšina tohto množstva je sústredená do vodárensky zachyteného a využívaného prameňa Dolina/Hradská (dokumentačné č. 1 504; 33,99  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Iba dva ďalšie pramene majú výdatnosť vyššiu ako 1,0  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  – č. 1 381 (1,61  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a 1 466 (1,37  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), prameň č. 1 471 má výdatnosť 0,7  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Všetky vyvierajú na severnom svahu kóty 890 Smrekové

(Vrchmúr) na ľavom brehu Podhradského potoka. V práci Malíka et al. (1993) je táto štruktúra označená ako K3. V tej istej práci je charakterizované izotopové zloženie kyslíka prameňa č. 1 504 Dolina/Hradská (tamže pod názvom Hradská) priemernou hodnotou  $\delta^{18}\text{O}$  rovnou  $-10,73\text{‰}$  a veľmi vyrovnaným priebehom jeho zmien v čase (9 odberov v rokoch 1991 – 1993). Z izotopového zloženia sulfatickej tickej síry  $\delta^{34}\text{S}$  ( $18,25\text{‰}$ ) sulfátu rozpusteného vo vode (priemerne  $62,9\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) dedukovali autori jeho



Obr. 5.50. Podhradie – Podhradský potok – výsledky merania prietoku zo dňa 13. 9. 2004.



Obr. 5.51. Podhradie – Podhradský potok – výsledky merania prietoku zo dňa 21. 6. 2006.

spodnotriasový pôvod a spájali ho s verfénskymi vrstvami, resp. lúžňanským súvrstvom. Pretože sa však lúžňanské vrstvy v danej oblasti vyskytujú iba v kontakte s triasovými karbonátmi tatrika, predpokladalo sa tiež prepojenie infiltračnej oblasti triasových karbonátov tatrika medzi kótami Prieložnica (1 097) a Kľak (1 384) (štruktúra Prieložnica – Kľak) s prameňom č. 1 504 Dolina/Hradská (Malík et al., 1993).

Dôvodom tohto predpokladu bolo aj chemické zloženie vody (prevažne dolomitická zložka v obrovských cestách prameňa) zodpovedajúce ramsauským dolomitom (tie však podľa geologickej mapy Poláka et al., 1996, vystupujú v oboch tektonických jednotkách). Zaujímavším argumentom bolo preplynenie vody prameňa Dolina/Hradská voľným  $\text{CO}_2$ , čo by mohlo podporovať názor o hlbokom obehú jeho vody a prípadnom sytení oxidom uhličitým zo zlomu, ktorý pravdepodobne prebieha dolinou. Ťažko vysvetliteľnou a zatiaľ jednoznačne neinterpretovanou zložkou chemického zloženia jeho vody bol zvýšený obsah rozpustených chloridov ( $12,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Voda prameňa mala počas odberov stabilnú a súčasne zvýšenú teplotu ( $11,1 - 11,6 \text{ }^\circ\text{C}$ ), čo tiež svedčí o jej hlbšom obehú. Podľa izotopového zloženia vody prameňa tu bol o niečo viac zastúpený ľahší z izotopov kyslíka (priemerná hodnota  $\delta^{18}\text{O} = -10,73 \text{ ‰}$ ). Na základe uvedených faktov sa pôvod vody prameňa Dolina/Hradská pripísal obalovým karbonátom tatrika hydrogeologickej štruktúry Prieložnica – Kľak („O2“ v správe Malíka et al., 1993), ktorá má priemernú nadmorskú výšku o 338 m vyššiu než hydrogeologická štruktúra Katovej skaly (kde bol pozorovaný prameň Teplica, s ktorým sa prameň Dolina/Hradská z hľadiska izotopového zloženia  $\delta^{18}\text{O}$  porovnával – v tom čase sa uvádzala hodnota rozdielu nadmorskej výšky 150 m). Triasové karbonáty tatrika hydrogeologickej štruktúry Prieložnica – Kľak sa smerom na sever ponárajú pod slabo priepustné vrchnotriasové až kriedové nadložie vlastnej obalovej sekvencie do hĺbky zhruba 200 – 250 m. Po zlome, ktorý pravdepodobne prechádza dolinou Podhradského potoka, potom podzemná voda infiltrovaná do ramsauských dolomitov štruktúry Prieložnica – Kľak z týchto hlbšie uložených polôh vystupuje, pričom je sytená hlbinným  $\text{CO}_2$ . Ďalšie časti tohto hlbšieho obehú potom vystupujú v obci Podhradie v minerálnom prameni na hornom okraji obce. Výdatnosť prameňa v rokoch 2002 – 2005 podľa údajov vodárni kolísala v rozmedzí od  $27,7$  do  $41,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a jej priemerná hodnota bola  $33,99 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Je teda zrejme, že obeh vody prameňa Dolina/Hradská nemožno spájať iba s hydrogeologickou štruktúrou Vrchmúr – Podhradie, aj keď jej podzemná voda sa do výverov v oblasti Podhradie a Podhradského potoka vrátane prameňa Dolina/Hradská s najväčšou pravdepodobnosťou zapája. Oblasť údolia Podhradského potoka medzi prameňom č. 1 504 Dolina/Hradská a dolnou časťou obce Podhradie predstavuje zónu drenáže (pravdepodobne tektonicky podmienenú), kde sa odvodňujú tri čiastkové hydrogeologické štruktúry: Vrchmúr – Podhradie, Beňkova – Brdce (triasové karbonáty veporika) a Prieložnica – Kľak (triasové karbonáty tatrika). Vo výstupových vetvách údolia Podhradského potoka sa mieša voda z rôznej hĺbky (a dĺžky) obehú a spolu tu sumárne vystupuje asi  $75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , a to jednak v sústredenom výstupe z prameňa Dolina/Hradská ( $\sim 35 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), jednak v skrytých prestupoch podzemnej vody do povrchového toku ( $\sim 40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

Ak pripočítame k sumárnej hodnote odtoku podzemnej vody z prameňov týchto troch hydrogeologických štruktúr aj uvedených  $\sim 40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , dostaneme odtok  $100,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , pričom sumárny priemerný ročný potenciálny odtok z týchto štruktúr so spoločnou plochou  $8,984 \text{ km}^2$  je  $118,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Možno teda predpokladať, že podzemná voda hydrogeologických štruktúr Vrchmúr – Podhradie (veporikum; K3) a Prieložnica – Kľak (tatrikum; O2) vyviera najmä v oblasti Podhradie a Podhradského potoka. Tam sa pripája aj časť (asi 50 %;  $\sim 27 - \sim 30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) vody infiltrovanej do hydrogeologickej štruktúry Beňkova – Brdce. Ďalšia, len malá časť vody tejto štruktúry vystupuje najmä v oblasti Veľkej doliny (tok Ráztoky) jvv. od Nolčova (asi  $5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Časť podzemnej vody ( $\sim 18 - \sim 20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) veľmi pravdepodobne prestupuje popod hydrologickú rozvodnicu z hydrogeologickej štruktúry Beňkova – Brdce do hydrogeologickej štruktúry Chládkové – Nižné Krátko a z nej (pretože aj v štruktúre Chládkové – Nižné Krátko sa zaznamenal deficit množstva podzemnej vody, ktorá by mohla vystupovať v prameňoch) potom podzemná voda pravdepodobne skryto prestupuje do povrchového toku Ľubochnianky.

Všetky uvedené hydrogeologické štruktúry (Chládkové – Nižné Krátko, Beňkova – Brdce, Vrchmúr – Podhradie) veporika, ako aj tatrika (Prieložnica – Kľak) sú tak zrejme iba čiastkovými hydrogeologickými štruktúrami, pretože sú navzájom prepojené spoločným obehom podzemnej vody. Názov by



bolo možné špecifikovať ako **hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika a tatrika medzi Podhradím, Nižným Krátkom a kótou 1 394 Kľak** (Podhradie – Nižné Krátko – Kľak). Plocha odkrytých karbonátov má spolu 14,416 km<sup>2</sup>, priemerná nadmorská výška je 878 m, priemerná ročná teplota 4,9 °C, priemerné ročné zrážky 953 mm, priemerné efektívne zrážky 419 mm (13,3 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>), odtok z prameňov 103,4 l · s<sup>-1</sup> a skryté prestupy vody do Podhradského potoka ~40 l · s<sup>-1</sup>. Najdôležitejšími koncentrovanými výstupmi podzemnej vody sú tu pramene č. 1 504 Dolina/Hradská jv. od obce Podhradie (~35 l · s<sup>-1</sup>), kde podzemná voda vystupuje po zlome prechádzajúcom dolinou neďaleko bariéry tvorenej bridlicami karpatského keuperu (regionálnym hydrogeologickým izolátorom), a č. 2 585 Nižné Krátko jz. od Ľubochnie (~171 l · s<sup>-1</sup>), kde vystupuje podzemná voda z gutensteinských vápencov na ich kontakte s lunzskými vrstvami veporika. Celkový infiltračný potenciál celej štruktúry ~190 l · s<sup>-1</sup> však uvedené známe výstupy podzemnej vody (~103 l · s<sup>-1</sup> v prameňoch a ~40 l · s<sup>-1</sup> v identifikovaných skrytých prestupoch) plne nepokrývajú. Predpokladáme, že ďalších ~40 až ~50 l · s<sup>-1</sup> podzemnej vody pravdepodobne skryto prestupuje do Ľubochnianky jej ľavými prítokmi z dolinky od sedla Hore Fatrou a dolinky pri chate Lúčka (pod lyžiarskym vlekom). Existencia týchto prestupov bola naznačená hydrometrickými a termometrickými meraniami v minulosti (Filo a Švastová, 1994; Malík et al., 1993; Malík a Kordík, 1999), ich presná kvantifikácia však naráža na vysoké prietokové množstvo v povrchovom toku Ľubochnianky. V oblasti hlavného hrebeňa medzi kótami 1 240 Chládkové a 1 067 Príslop však zrejme prúdi podzemná voda popod hydrologickú rozvodnicu v smere zo západu na východ, resp. z JZ na SV.

Pri pohľade na geologickú mapu vidíme, že hydrogeologická štruktúra Podhradie – Nižné Krátko – Kľak je súčasťou synklinály s osou smeru SZ – JV, ktorá je sklonená smerom na SV k Nolčovu, resp. do priestoru medzi Turanmi a Krpeľanmi. Smerom na SZ je táto synklinála v priestore sedla Hore Fatrou ohraničená poklesnutým blokom s čiapkou hronika na kóte 1 187 Kopa, smerom na JZ je poklesnutý blok v oblasti Sklabine. Intenzívny výzdvih synklinály je smerom na J a JV zdokumentovaný kryštalinikom Ľubochnianskeho masívu, na S a SZ sú mezozoické štruktúry prekryté sedimentmi paleogénu a vážskym alúviom. Práve v tomto priestore (alúvium Váhu medzi Turanmi a Krpeľanmi) by bolo možné predpokladať relatívne jednoduché overenie prítomnosti podzemnej vody hlbšieho obehu pomocou vrtných prác. Na druhej strane, ich využívanie vo väčšom množstve by však mohlo spôsobiť pokles výdatnosti už v súčasnosti vodárensky zachytených a využívaných zdrojov hydrogeologickej štruktúry Podhradie – Nižné Krátko – Kľak. Tá z vodohospodárskeho hľadiska už predstavuje regionálne zaujímavý zdroj kvalitnej pitnej vody s pomerne zložitým spôsobom obehu. Jeho ochranu je možné riešiť len po pochopení regionálnogeologických súvislostí a detailnejšom objasnení geologickej stavby územia.

### **Hydrogeologická štruktúra Katovej skaly (hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v oblasti Katovej skaly)**

Z vápencov a dolomitov stredného triasu tektonickej jednotky veporika, ktoré vystupujú na ploche 3,036 km<sup>2</sup> v oblasti medzi Sklabinským Podzámkom a Turčianskou Štiavničkou na pravej strane Kantorského potoka, vystupuje 5 sústredenejších výverov podzemnej vody s výdatnosťou vyššou ako 1,0 l · s<sup>-1</sup>. Najmenší z nich je prameň č. 1 170 nad obcou Podhradie (1,16 l · s<sup>-1</sup>), dva pramene vystupujú pri päte pravého svahu Kantorského potoka (č. 933 s výdatnosťou 1,38 l · s<sup>-1</sup> neďaleko kaštieľa v Turčianskej Štiavničke a č. 910 s výdatnosťou až 8,52 l · s<sup>-1</sup> asi 700 m pod Sklabinským Podzámkom) a dva pramene relatívne vysoko (80 až 90 m) nad erozívnu bázou Kantorského potoka na severnom cípe hydrogeologickej štruktúry, ktorú podľa dominujúcej kóty 927 Katova skala nazývame aj hydrogeologickou štruktúrou Katovej skaly. Posledné dva spomenuté pramene (č. 982 a 994) sú súčasťou veľkého prameniska Teplica, známeho aj pod názvom Teplička alebo Rybníky – ich výdatnosť je 3,0 l · s<sup>-1</sup> (č. 982), resp. 25,10 l · s<sup>-1</sup> (č. 994). Prameň č. 994 Teplička/Teplica/Rybníky je zachytený, vodárensky využívaný vodný zdroj, ktorého voda sa odvádza potrubím mimo lokality. Uvedená hodnota jeho výdatnosti reprezentuje priemerné hodnoty uvádzané Vodárňami v Martine za roky 2002 – 2005. Ostatné pramene v oblasti sú nezachyteným zvyškom viacerých prirodzených výverov, ktorý sa odvádza do sústavy nad sebou položených rybníkov od najvyššieho prameňa č. 994 až do zámočného parku v Turčianskej Štiavničke. Okrem výveru č. 982 tu vystupujú ešte menšie vývery, č. 976, 998 a 999, a možno k nim priradiť azda aj prameň č. 933 pri päte pravého svahu Kantorského potoka. Spoločná výdatnosť všetkých pra-

meňov v oblasti turčianskoštiavnických rybníkov je potom  $29,98 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Táto oblasť predstavuje významné miesto odvodňovania štruktúry, kde odteká viac ako 2/3 registrovaných výverov. Sumárna výdatnosť prameňov hydrogeologickej štruktúry Katovej skaly je  $41,97 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a jednorazový merný odtok z prameňov má potom hodnotu  $13,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Z plochy odkrytých triasových karbonátov veporika  $3,036 \text{ km}^2$  s priemernou nadmorskou výškou 721 m bolo zdokumentovaných 20 odtekajúcich väčších prameňov. Pri hodnote priemerných ročných úhrnov zrážok 855 mm a priemernej ročnej teplote vzduchu  $6,0 \text{ }^\circ\text{C}$  boli vypočítané (Švasta a Malík, 2006) priemerné ročné efektívne zrážky  $285 \text{ mm}$  ( $9,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) a z plochy hodnotenej štruktúry by potom malo odtekať asi  $27,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Zistený rozdiel  $14,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  predstavuje bilančný nadbytok – odtok podzemnej vody, ktorej množstvo je väčšie ako očakávaný predpoklad. Toto množstvo by teoreticky mohlo do štruktúry pritekať z niektorej zo susediacich oblastí odkrytých karbonátov. Na hrebeni spájajúcom kóty 927 Katova skala a 1 097 Prieložnica sú na krátkom úseku v bezprostrednom kontakte stredotriasové ramsauské dolomity veporika a tatrika (hydrogeologická štruktúra Prieložnica – Kľak). O nej však usudzujeme, že sa odvodňuje do oblasti doliny Podhradského potoka. Gutensteinské vrstvy triasových karbonátov tatrika v Kantorskej doline budujúce južný svah Katovej skaly sú zas morfológicky nižšie položené a azda aj oddelené bridlicami karpatského keuperu. Táto štruktúra „Kantora“ má tiež malý plošný rozsah ( $0,237 \text{ km}^2$ ), a teda ani tu nepredpokladáme ich hydraulické prepojenie. Najpriateľnejším vysvetlením bilančného nadbytku odtoku podzemnej vody z prameňov hydrogeologickej štruktúry Katovej skaly je drenáž okolitých, stratigraficky mladších súvrství veporika – fatranského, allgäuskeho, kopieneckého a ždiarskeho súvrstvia – v bezprostrednom okolí Katovej skaly. V danej oblasti však vystupujú aj izolujúce bridlice karpatského keuperu, takže k hydraulickému prepojeniu zrejme môže dochádzať len na niektorých miestach. Na druhej strane, treba konštatovať, že z vrchnotriasových až vrchnojurských hornín veporika v oblasti Katovej skaly nebol zaregistrovaný žiaden prirodzený výver podzemnej vody. Môže to byť podmienené ich skrytým drénovaním stredotriasovými karbonátmi. Ak by sme plochu, na ktorej v oblasti Katovej skaly vystupujú triasové až jurské sedimenty (asi  $4,9 \text{ km}^2$ ), násobili hodnotou priemerných ročných efektívnych zrážok v oblasti ( $9,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), výsledná hodnota teoretického odtoku zhruba  $44 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  by zodpovedala hodnotám nameraným v teréne. V prípade hydrogeologickej štruktúry Katovej skaly teda predpokladáme drenáž vrchnotriasových až jurských sedimentov ramsauskými dolomitmi veporika.

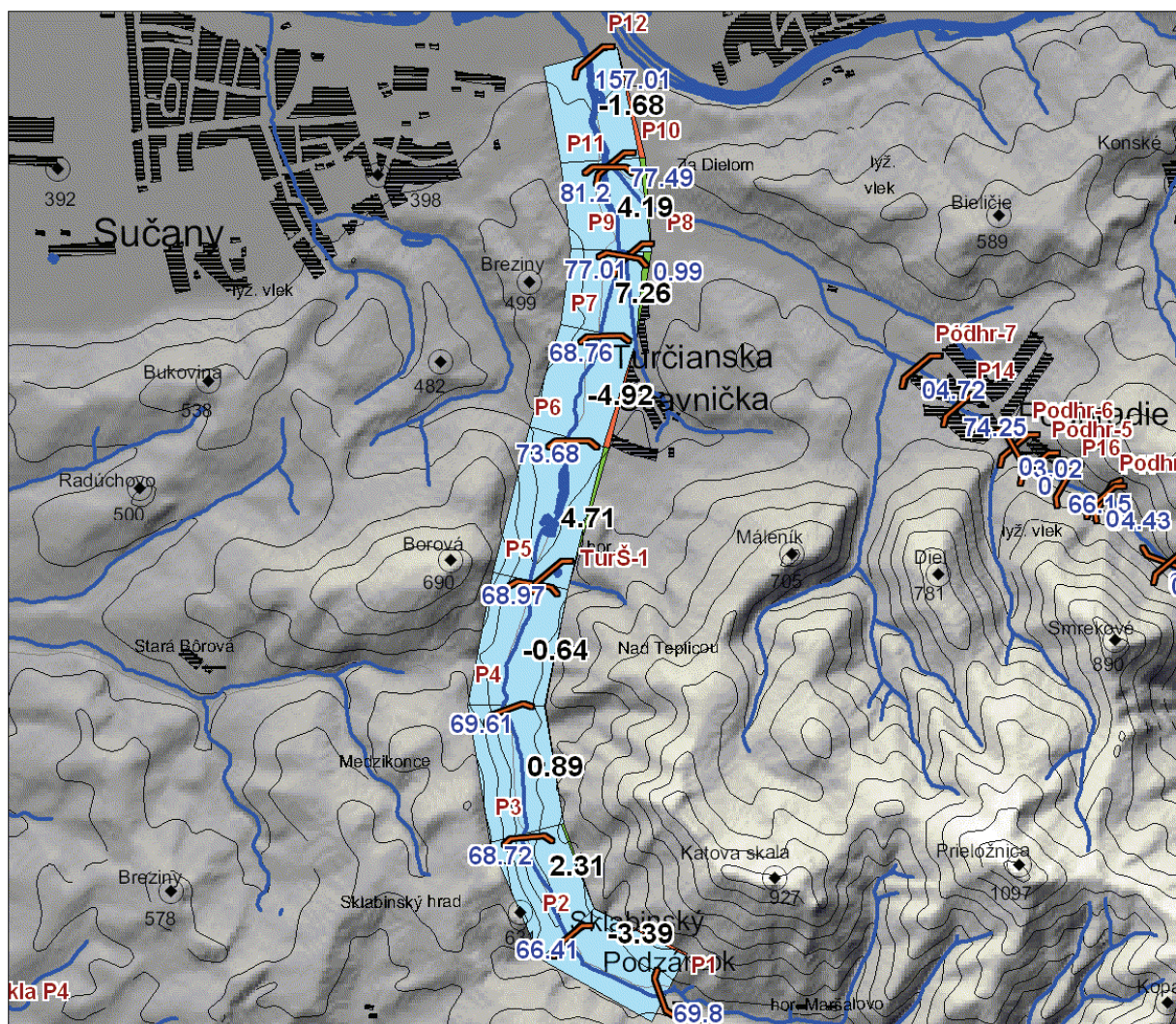
V oblasti južne a západne od Katovej skaly sme potenciálnu drenáž ďalšieho množstva podzemnej vody vo forme skrytých prestupov do povrchového toku zisťovali úsekovými meraniami prietoku na Kantorskom potoku (tab. 5.53, obr. 5.52).

Ako vyplýva z tabuľky 5.53, resp. z obrázka č. 5.52, úsekovými meraniami prietoku dňa 13. 9. 2004 sa na toku Kantorského potoka v oblasti medzi Sklabinským Podzámkom a Turčianskou Štiavničkou neprejavili žiadne výrazné prítokové anomálie. Na úseku medzi vyšným koncom Sklabinského Podzámku

Tab. 5.53. Kantorský potok na úseku medzi Sklabinským Podzámkom a Turčianskou Štiavničkou – zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku dňa 13. 9. 2004.

Profil	Vodný tok	X (JTSK)	Y (JTSK)	Hlavný tok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prítok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prírastok/ úbytok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Chyba merania [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]
P1	Kantorský potok	-423 510,4	-1 192 947,2	69,80			
P2	Kantorský potok	-424 099,7	-1 192 577,7	66,41		-3,39	3,32
P3	Kantorský potok	-424 363,6	-1 191 950,9	68,72		2,31	3,44
P4	Kantorský potok	-424 492,9	-1 191 144,3	69,61		0,89	3,48
P5	Kantorský potok	-424 321,3	-1 190 354,8	68,97		-0,64	3,45
P6	Kantorský potok	-424 079,6	-1 189 442,9	73,68		4,71	3,68
P7	Kantorský potok	-423 880,0	-1 188 788,2	68,76		-4,92	3,44
P8	Kantorský potok	-423 718,0	-1 188 282,3		0,99		
P9	Kantorský potok	-423 762,7	-1 188 277,9	77,01		7,26	3,85
P11	Kantorský potok	-423 845,1	-1 187 674,4	81,20		4,19	4,06
P10	Kantorský potok	-423 832,0	-1 187 712,3		77,49		
P12	Kantorský potok	-423 966,5	-1 187 042,7	157,01		-1,68	7,85





Obr. 5.52. Kantorský potok na úseku medzi Sklabinským Podzámkom a Turčianskou Štiavničkou – výsledky merania prietoku zo dňa 13. 9. 2004.

a strednou časťou obce Turčianska Štiavnička (medzi profilmi P1 až P7) sa prítoky a úbytky pohybovali zhruba v rámci chyby merania. Jednotlivé úseky mali striedavo podobné hodnoty skrytých prírastkov či úbytkov, ktoré sa navzájom kompenzovali. Výraznejší skrytý nárast prietokového množstva sa zaznamenal až v úseku medzi profilmi P7 a P9 ( $+7,261 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a azda aj medzi profilmi P9 a P11 ( $+4,191 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Ide o úsek Kantorského potoka v najnižšej časti pred jeho zaústením do Váhu vo vzdialenosti viac ako 1,5 km od hydrogeologickej štruktúry Katovej skaly, ktorá je oddelená súvrstviami paleogénu a spodnej kriedy. Predpokladáme teda, že okrem odtoku evidovaného v meraniach výdatnosti prameňov sa hydrogeologická štruktúra Katovej skaly na iných miestach (ani prestupmi vody do Kantorského potoka) neodvodňuje.

Tento predpoklad čiastočne potvrdzujú aj výsledky starších meraní prietoku na Kantorskom potoku v rokoch 1991 – 1993 (Malík et al., 1993). V roku 1991 na vyššom úseku toku medzi horárňou Maršalovo a dolným koncom Sklabinského Podzámku sa zistil skrytý prírastok prietoku  $+4,471 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v roku 1992 prírastok  $+1,341 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v roku 1993 až  $+26,591 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (pravdepodobne spôsobený chybou merania). Na dolnom úseku toku medzi Sklabinským Podzámkom a zámockým parkom v Turčianskej Štiavničke sa v roku 1991 zistil prírastok  $+2,881 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v roku 1992 skrytý prírastok  $+11,861 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v roku 1993 sa zistil úbytok prietokového množstva  $-7,731 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Spolu na celom premeriavanom úseku Kantorského potoka sa v roku 1991 zistil prírastok  $+7,351 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v roku 1992  $+13,211 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v roku 1993  $+18,861 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Po odrátaní novej chyby merania vychádzali skryté zmeny prietokového množstva v jednotlivých rokoch  $+0,671 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $+7,291 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $+6,271 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Na približne podobnom úseku Kantorského potoka (medzi profilmi P1 až P6 z tab. 5.53) sa novšími meraniami z 13. 9. 2004 overil celkový prestup  $+3,881 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a po odrátaní chýb  $+0,961 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Zachytený a využívaný prameň č. 994 Teplička/Teplica/Rybníky vyvierajúci na svahu východne od parku kaštieľa v Turčianskej Štiavničke je dominantným zdrojom celej hydrogeologickej štruktúry Katovej skaly (v práci Malík et al., 1993, označenie K2). V prípade tohto prameňa Malík et al. (1993) na základe 9 sérií odberov vzoriek na izotopové zloženie kyslíka konštatovali jeden z najvyšších podielov na zastúpení ťažšieho izotopu kyslíka vo vode počas celého vzorkovaného obdobia v rokoch 1991 – 1993. Zmeny  $\delta^{18}\text{O}$  v čase neboli veľké (od  $-10,79$  do  $-10,52$  ‰) a priemerná hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  bola  $-10,66$  ‰. Hydrogeochemicky tu bolo možné identifikovať vysoký podiel dolomitov v obehových cestách a neprítomnosť kontaktu s bridlicami verfénu ( $T_1$ ) alebo karpatského keuperu ( $T_3$ ) podľa nízkeho obsahu síranov a izotopového zloženia sulfátov rozpustených vo vode ( $\delta^{34}\text{S} = 6,11$  ‰). Hoci teda keuperské bridlice obklopujú takmer celú hydrogeologickú štruktúru Katovej skaly zo všetkých strán, obeh podzemnej vody sa pravdepodobne odohráva mimo sústavného kontaktu s týmto súvrstvom, ktoré potom azda vystupuje skôr v nadloží dolomitických zvodnencov. Obeh podzemnej vody bol vyhodnotený ako pomalý, resp. s veľkou dĺžkou. Potvrdzovala to aj vysoká stálosť výdatnosti prameňa. Podľa údajov martinských vodární priemerná výdatnosť prameňa č. 994 Teplička/Teplica/Rybníky za roky 2002 – 2005 bola  $25,10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a priemerný odber vody vodárňami za toto obdobie bol  $16,97 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerná hodnota výdatnosti z 10 meraní počas odberov vzoriek (Malík et al., 1993) bola  $16,20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri rozsahu zistenej teploty vody od  $7,9$  do  $8,3$  °C (priemer  $8,17$  °C).

Do hydrogeologickej štruktúry Katovej skaly patrí aj prameň č. 987 v Sklabinskom Podzámku, známy pod menom Dolinka. V rokoch 1962 – 1970 ho pozoroval SHMÚ (kat. č. 608): priemerná výdatnosť bola  $0,65 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , s extrémnymi hodnotami  $0,46 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (minimum), resp.  $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (maximum), rozsah teploty vody od  $6,0$  do  $8,0$  °C. Prameň č. 987 je v súčasnosti zachytený a využíva sa. Podľa údajov Vodární v Martine bola jeho výdatnosť za roky 2002 – 2005 od  $0,5$  do  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , s priemernou hodnotou  $0,78 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerný odber vody za toto obdobie bol  $0,11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Výtokové čiary prameňov č. 994 Teplička/Teplica/Rybníky v Turčianskej Štiavničke a č. 987 Dolinka v Sklabinskom Podzámku nebolo možné vyhodnotiť. V prvom prípade chýbajú systematické pozorovania s vyššou (aspoň týždennou) frekvenciou, keďže prameň nebol v pozorovacej sieti SHMÚ, v druhom prípade časové rady pozorovaní z rokov 1962 – 1970 neboli k dispozícii.

### **Hydrogeologická štruktúra Starej Bôrovej (hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v oblasti Starej Bôrovej)**

V priestore medzi obcou Sklabiňa a (koncom 20. storočia) zanikajúcou obcou Stará Bôrová na ploche  $0,245 \text{ km}^2$  izolovane vystupujú stredotriasové gutensteinské vápence a ramsauské dolomity veporika, ktoré z hydrogeologického pohľadu považujeme za samostatnú hydrogeologickú štruktúru (Starej Bôrovej). Jej priemerná nadmorská výška je  $546 \text{ m}$ . Boli k nej priradené aj tri menšie vývery podzemnej vody nepresahujúce  $0,15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  so sumárnou výdatnosťou  $0,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Jednorazový merný odtok z prameňov pri danej ploche je potom  $1,14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , pričom z polohy štruktúry a jej prírodných daností by sa dal očakávať sumárny odtok  $1,56 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri potenciálnej infiltrácii z efektívnych zrážok  $6,38 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  ( $201 \text{ mm}$ ). Do výpočtu vstupovala hodnota ročných zrážkových úhrnov  $791 \text{ mm}$  a priemernej ročnej teploty  $6,6$  °C. Zistený rozdiel v absolútnej hodnote ( $-1,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) zdanlivo nepredstavuje veľkú hodnotu, pri prepočte na merný odtok však dostávame rozdiel  $5,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , ktorý je temer päťnásobkom zistenej hodnoty odtoku. Vzhľadom na plochý charakter reliéfu sa tu predpokladalo, že väčšina výstupov podzemnej vody smeruje priamo do povrchových tokov, ktoré tvoria západné aj východné ohraničenie odkrytých karbonátov. Predpokladalo sa aj to, že tie by vzhľadom na svoju nízku polohu mohli byť výstupovým oknom pre podzemnú vodu infiltrovanú vo vyššie položených oblastiach v prípade existencie ich dobrého vzájomného prepojenia. V rokoch 1991 – 1993 sa tu preto realizovali merania prietoku na vstupných (horných) aj výstupných (dolných) profiloch oboch povrchových tokov (Malík et al., 1993). Na východnom z nich to boli profily 176 a 177, na západnom profily 178 a 179.

V roku 1991 bol na východnom povrchovom toku medzi profilmi 176 a 177, resp. 177 a 177A nameraný prírastok  $+0,12 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v roku 1992 skrytý prírastok  $+0,51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v roku 1993 prírastok  $+0,94 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Medzi profilmi 178 a 179 na západnejšie sa nachádzajúcom povrchovom toku sa v roku 1991 zistil prírastok  $+0,29 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v roku 1992 skrytý prírastok  $+0,19 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v roku 1993 prírastok  $+0,51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Spolu na oboch tokoch sa zistil v roku 1991 prírastok  $+0,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v roku 1992  $+0,70 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v roku

1993  $+1,45 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Po odčítaní možných chýb merania to bol v roku 1991 prírastok  $+0,34 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , v roku 1992  $+0,65 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v roku 1993  $+1,32 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Vo všetkých prípadoch sa teda zistili kladné hodnoty skrytých zmien prietokového množstva svedčiace o drenážnej funkcii oboch tokov. Približne však zodpovedali chýbajúcemu odtoku do naplnenia infiltračnej kapacity hydrogeologickej štruktúry (priemerne  $+0,85 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Zároveň sa dokázalo, že hydrogeologická štruktúra Starej Bôrovej (v práci Malíka et al., 1993, označená kódom K1 a tiež ako Turčianska Štiavnička – Sklabinský Podzámok) je izolovaná od svojho okolia, a teda nie je skryto prepojená s ďalšími odkrytými plochami triasových karbonátov.

### **Hydrogeologická štruktúra Hrosková – Osičné – Štefanová [hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v oblasti kót Hrosková (1 043), Osičné (1 107) a Štefanová (1 305) medzi Necpalskou a Ľubochnianskou dolinou]**

Popri hydrogeologickej štruktúre Tlstej (triasové karbonáty hronika), ktorá je vodárensky najvýznamnejšou hydrogeologickou štruktúrou vo Veľkej Fatre, sú odkryté karbonáty veporika (krížňanského príkrovu) vystupujúce v oblasti kót Hrosková (1 043), Osičné (1 107) a Štefanová (1 305) medzi Necpalskou a Ľubochnianskou dolinou druhou najdôležitejšou hydrogeologickou štruktúrou v západnej časti Veľkej Fatry. Východne od obce Necpaly z nej vystupuje aj prameň s najvyššou priemernou výdatnosťou v Západných Karpatoch – prameň Lazce (č. 556; priemerná výdatnosť v rokoch 1992 až 2002 bola  $558,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ; minimálna výdatnosť neklesá pod  $317,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , maximum je  $1\,370,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Obeh podzemnej vody v tejto štruktúre je ale veľmi zložitý. Pretože odkryté vápence a dolomity stredného a vrchného triasu veporika vystupujú na oboch svahoch hlavného hrebeňa západnej časti Veľkej Fatry (medzi kótami 1 338 Javorina a 1 298 Malý Lysec), ale aj na oboch stranách mohutnej bočnej rássochy medzi Belianskou a Necpalskou dolinou (medzi kótami 1 240 Prierastlé a 1 043 Fiškálová), možno tu očakávať aj prúdenie podzemnej vody popod hydrologickú rozvodnicu. V práci Malíka et al. (1993) hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v oblasti kót Hrosková (1 043), Osičné (1 107) a Štefanová (1 305) medzi Necpalskou a Ľubochnianskou dolinou vzhľadom na neujasnenosť geologických vzťahov pred dokončením základnej geologickej mapy pohoria v mierke 1 : 50 000 (Polák et al., 1997) bola pomerne umelo rozdelená na oblasti, označované kódmi „K10“ Hrosková (1 042,8) – Osičné (1 107,2) – Prierastlé (1 239,5) a „K11“ Malý Lysec (1 298) – Štefanová (1 305) – Šoproň (1 370).

Celková plocha odkrytých triasových karbonátov hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová je  $34,455 \text{ km}^2$  a ich priemerná nadmorská výška je 916 m (tab. 5.23). Pri priemernej ročnej teplote  $4,6 \text{ }^\circ\text{C}$  a priemernom ročnom zrážkovom úhrne 999,6 mm, o ktorom predpokladáme, že spadne na plochu odkrytých karbonátov, by sme tu mohli očakávať priemerný merný odtok  $15,14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (478 mm) a celkový odtok z danej plochy  $521,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V oblasti Belianskej doliny však masívne dochádza k postupnej infiltrácii vody Belianskeho potoka do triasových dolomitov a vápencov. Ponárajú sa tu aj tie zložky odtoku, ktoré pochádzajú z nekrasového prostredia – zo severných svahov Borišova (1 510) v najjužnejšej časti Belianskej doliny, ktoré sú budované najmä horninami mraznického a allgäuského súvrstvia veporika, z oblasti tektonického okna tatrika v závere Belianskej doliny v oblasti dolinky Borišovec medzi Košariskami a Havranovom, kde sú zastúpené viac-menej všetky horniny stratigrafického sledu tatrika, ako aj z oblasti južných svahov kóty 1 381 Lysec, kde sa k horninám jury a kriedy veporika pridávajú ešte aj horniny vrchného triasu – karpatského keuperu a fatranského súvrstvia. Tieto tri oblasti majú celkovú plochu  $9,035 \text{ km}^2$ , ktorú je potrebné pripočítať k celkovej ploche hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová ( $34,455 \text{ km}^2$ ). Môžeme tu teda počítať s obehom vody infiltrovanej na ploche  $43,491 \text{ km}^2$ .

Z prameňov, ktoré odvodňujú odkryté karbonáty (223 prameňov so sumárnou výdatnosťou  $819,93 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), by bolo možné teoreticky vypočítať vysokú hodnotu jednorazového merného odtoku z prameňov ( $23,801 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Tá by až o  $8,61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  prekračovala hodnotu predpokladaného odtoku  $15,14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Viac ako dve tretiny z tohto množstva však predstavuje výdatnosť prameňa č. 556 Lazce. Z plochy odkrytých karbonátov teda v absolútnej hodnote odteká zhruba o  $298,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  viac, než by mal byť predpokladaný celkový odtok,  $521,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Príčinou toho je predovšetkým fakt, že veľká časť prameňov je v tejto bilancii prakticky započítaná dvakrát – raz pri svojom pôvodnom vývere a raz



vo výdatnosti prameňa Lazce, ako aj fakt, že skutočnú plochu hydrogeologickej štruktúry je potrebné zväčšiť o plochu priľahlých povodí so zväčša nekrasovými horninami, teda o 9,035 km<sup>2</sup>. Do bilancie boli takto s určitou dvakrát započítané všetky pramene v hornej časti Belianskej doliny odvodňované povrchovým tokom Belianskeho potoka. Ten sa totiž v približnej úrovni pravostranného prítoku Šindelnej doliny postupne stráca v horninovom masíve (úroveň definitívnej straty celého prietokového množstva kolfše podľa hydrologickej situácie) a predpokladáme znovuobjavenie sa celého množstva v prameni Lazce. Či však do vysokej výdatnosti prameňa Lazce neprispieva aj voda infiltrovaná na východ od rozvodnice tvorenej hlavným hrebeňom západnej časti Veľkej Fatry, rozoberieme v ďalšom texte.

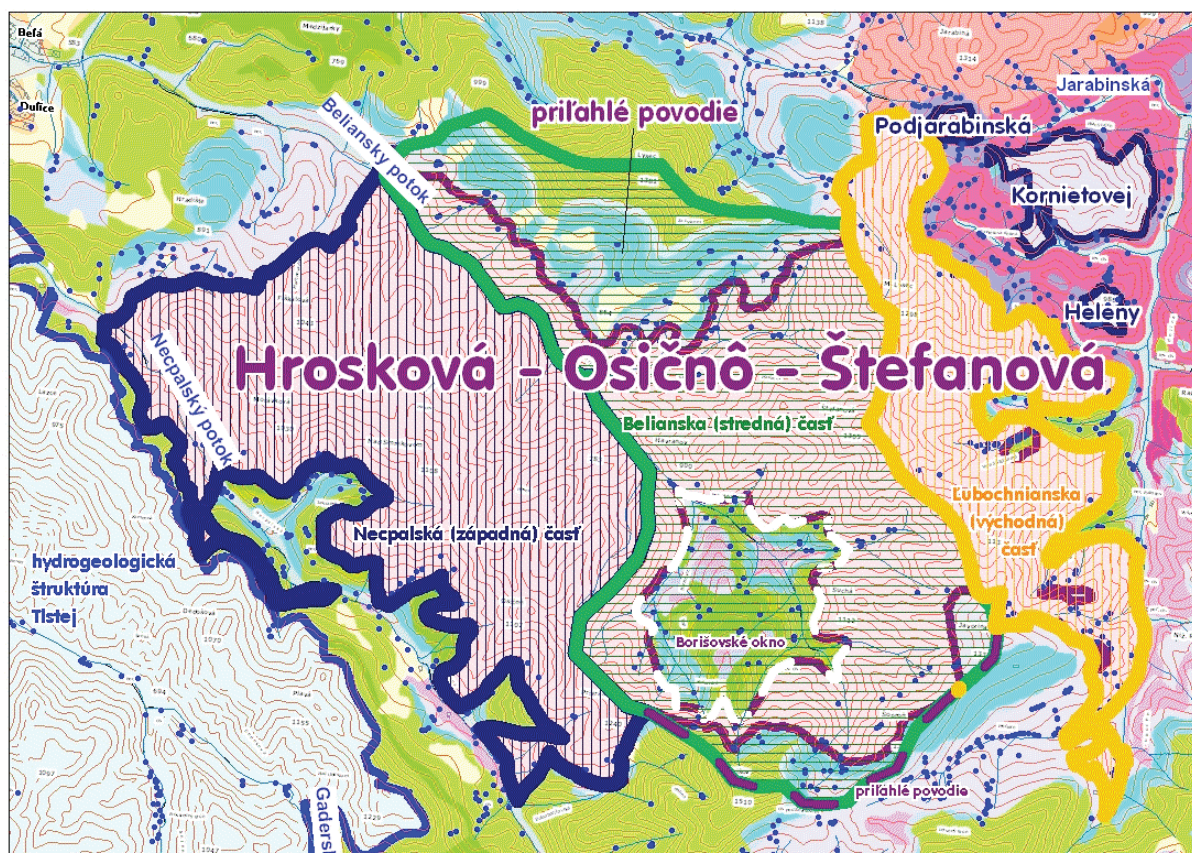
Priľahlé povodia budované na ploche 9,035 km<sup>2</sup> horninami tatrika a vrchnotriasovými až spodnokriedovými horninami veporika majú – s výnimkou tektonického okna tatrika – plytký obeh podzemnej vody. Povrchové toky, ktoré sa v nich sformujú, následne vstupujú do karbonátov veporika. Tam sa v oblasti Belianskej doliny stretávajú s autochtónnou vodou veporika, t. j. s vodou, ktorá sa už raz infiltrovala cez odkrytý povrch karbonátov veporika a v Belianskej doline vystúpila na povrch. Potom však tok Belianskeho potoka už od oblasti Havranova začína postupne strácať svoje prietokové množstvo a úplne sa stráca (stav z prvej dekády 21. storočia) pri zaústení pravostranného prítoku z doliny Šindelnej. V rokoch 1991 – 1993 (Malík et al., 1993) sa však miesto úplnej straty prietoku zistilo v rozsahu od 500 m pod ústím Šindelnej do 600 m nad ústím v závislosti od prietoku, ktorý sa má ponoriť. V minulosti (M. Polák, ústne oznámenie) Beliansky potok pretekal celou dolinou, o čom svedčí aj opis stopovacej skúšky zo dňa 26. 8. 1964 v práci Svetíka (1964) aj Kullmana a Gazdu (1973). Krasovatenie masívu tu podľa všetkého prograduje pomerne rýchlo. Treba však zvážiť aj rozdiely medzi vodnosťou miestnych tokov v šesťdesiatych a sedemdesiatych rokoch 20. storočia a obdobím zasiahnutým vplyvom klimatickej zmeny zhruba o 30 rokov neskôr.

Na celej ploche hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová 43,491 km<sup>2</sup> s priemernou nadmorskou výškou 927 m, pravdepodobným priemerným ročným úhrnom zrážok 999,7 mm a priemernou ročnou teplotou vzduchu 4,7 °C možno očakávať efektívne zrážky zhruba 474 mm (15,0 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>) a pri danej odvodňovanej ploche potom celkový priemerný odtok 654,3 l · s<sup>-1</sup>. Ak by sme mechanicky spočítali výdatnosť všetkých výverov v tejto rozšírenej oblasti, dostali by sme hodnotu 854,5 l · s<sup>-1</sup>. Je to o 200,2 l · s<sup>-1</sup> viac ako uvedené očakávanie. Pretože však viaceré pramene – prakticky všetky vývery v Belianskej doline – by boli zarátané dvakrát, je potrebné pri jednoduchej bilančnej úvahe rozdeliť územie na tri čiastkové oblasti (obr. 5.53, tab. 5.54). Prvá, najzápadnejšia z nich je oblasť triasových karbonátov veporika v Necpalskej doline a na jz. svahoch Belianskej doliny – tých častí Belianskej doliny, z ktorých neexistuje povrchový odtok. Druhá oblasť je horná časť povodia Belianskeho potoka a sv. svahy Belianskej doliny, ktoré sú budované triasovými karbonátmi veporika, ale oblasť tvoria aj priľahlé dotujúce (nekarbonátové) čiastkové povodia. Všetky pramene a povrchové toky, ktoré sa vyskytujú v tejto oblasti, sa ponárajú buď ako súčasť toku Belianskeho potoka, alebo individuálne ako menšie povrchové toky odvodňujúce sv. svahy Belianskej doliny. Tie sa strácajú v podzemí po dosiahnutí dna Belianskej doliny. Treťou oblasťou sú triasové karbonáty veporika východne od hlavného hrebeňa západnej časti Veľkej Fatry, orograficky spadajúce do povodia Lubochnianky. Parametre čiastkových oblastí vrátane očakávaných efektívnych zrážok a zisteného odtoku z prameňov sú zosumarizované v tab. 5.54.

Z tabuľky 5.54 vyplýva, že ak do sumy prietokového množstva odtekajúceho z prameňov nezapočítame pramene z belianskej časti štruktúry (pretože sa ich voda druhotne objavuje aj v necpalskej časti), dostaneme celkový odtok v prameňoch 702,1 l · s<sup>-1</sup> (o 47,8 l · s<sup>-1</sup> viac ako výpočtom predpokladané množstvo z efektívnych zrážok). Pri porovnaní hodnôt merného odtoku je to o 1,1 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> (35 mm) viac. V rámci takto definovanej hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová teda neočakávame jej významné prepojenie s inými hydrogeologickými štruktúrami, s výnimkou stále diskutabilnej drenáže triasových karbonátov hronika hydrogeologickej štruktúry Tlstej. Odtiaľ by za istých okolností mohlo pochádzať množstvo +47,8 l · s<sup>-1</sup>.

Straty prietokového množstva Belianskeho potoka sa zaznamenávali počas všetkých etáp hydrogeologických prác, ktoré sa v priestore Belianskej doliny vykonávali. Ako prvé tu E. Kullman v auguste 1964 realizoval úsekové merania prietoku (Kullman a Gazda, 1973). Približne na tých istých profiloch sa robili úsekové merania prietoku v troch letných termínoch zhruba o tri desaťročia neskôr (roky 1991

– 1993; in Malík et al., 1993). Je zaujímavé, že kým v roku 1964 Beliansky potok preteká celou dĺžkou doliny, počas všetkých troch sérií úsekových meraní prietoku v rokoch 1991 – 1993 sa prietok hlavného toku definitívne stratil pod ústím doliny Šindelná. Výsledky spomínaných prác sú zosumarizované v tab. 5.55 (nameraný prietok), resp. 5.56 (vyhodnotenie skrytých prírastkov alebo úbytkov prietokového množstva).



Obr. 5.53. Analyzované časti hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová na podklade geologickej mapy 1 : 50 000, modré body znázorňujú polohu prameňov.

Tab. 5.54. Výsledky orientačného bilančného porovnania jednotlivých analyzovaných častí hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová.

	Necpalská časť	Belianska časť*	Ľubochnianska časť	SPOLU
Plocha [km <sup>2</sup> ]	15,369	20,588	7,534	43,491
Počet prameňov [-]	58	169	173	231**
Q – celkový odtok v prameňoch [l . s <sup>-1</sup> ]	571,80	152,43	130,27	702,07
Priemerná nadmorská výška [m n. m.]	841,4	955,8	1 025,1	927,4
Merný odtok z prameňov [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	37,2	7,4	17,3	16,1
Priemerný ročný úhrn zrážok [mm]	959	1 013	1 047	1 000
Priemerná ročná teplota vzduchu [°C]	5,1	4,7	4,0	4,7
Predpokladané efektívne zrážky [mm]	420	488	549	474
Predpokladané efektívne zrážky [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	13,3	15,5	17,4	15,0
Celkový odtok z predpokladaných efektívnych zrážok [l . s <sup>-1</sup> ]	204,58	318,62	131,08	654,28
Rozdiel v mernom odtoku [l . s <sup>-1</sup> . km <sup>-2</sup> ]	+ 23,8	- 8,1	- 0,2	+ 1,1
Rozdiel v celkovom odtoku [l . s <sup>-1</sup> ]	+ 367,21	- 166,19	- 0,82	+ 47,78

\* Pozn.: do belianskej časti štruktúry sú zahrnuté aj prilahlé nekrasové povodia – súčasťou hornej a strednej časti povodia Belianskeho potoka, ktorých voda sa ponára v Belianskej doline;

\*\* pramene z belianskej časti nie sú započítané, pretože sa druhotne objavujú aj v necpalskej časti.



Tab. 5.55. Beliansky potok v Belianskej doline – prítok podľa merania prítoku v dňoch 26. 8. 1964 (Kullman a Gazda, 1973), 11. 9. 1991, 24. 9. 1992 a 1. 7. 1993 (Malík et al., 1993).

Dátum:		26. 8. 1964	11. 9. 1991	24. 9. 1992	1. 7. 1993
Číslo profilu	Poloha profilu	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]
132 + 133	prítoky spod Javoriny a Šoprone	89,0	21,21	18,18	85,27
134	prítok z doliny Horný Borišov	9,49	0,56	0	0
138	Beliansky p. 300 m nad prítokom z Lučecného	154,0	21,10	9,10	130,11
139	Prítok od pram. Lučecné	30,5	22,45	24,64	20,5
140	Beliansky potok nad strediskom Havranovo	36,0	5,24	0	107,20
141	Prítok z doliny Dolný Borišov	46,0	6,97	2,51	27,87
142	Beliansky p. 500 m pod strediskom Havranovo	213,0	24,40	15,29	174,84
143	Beliansky potok nad prítokom zo Šindelnej	127,0	0	0	83,62
144	Prítok z doliny Šindelná	48,0	6,54	6,44	44,48
145	Beliansky p. 300 m nad prítokom z Hor. Svinnej	71,0	0	0	0
146	Prítok z Hornej Svinnej	15,0	1,57	0,42	5,10
148	Prítok z doliny Vokolište	4,5	0,1	0	1,95
117	Beliansky potok pri ústí Krušovej doliny	22,0	0	0	0
*	Beliansky potok	27,0	–	–	–
**	Beliansky potok	75,0	–	–	–

\* pod ústím Sebeňovej doliny

\*\* pri ústí (520,3 m n. m.) potoka spod kóty 769,2 Na Lehote

Tab. 5.56. Beliansky potok v Belianskej doline – skryté prírastky (+) alebo úbytky (–) prítokového množstva podľa merania prítoku v dňoch 26. 8. 1964 (Kullman a Gazda, 1973), 11. 9. 1991, 24. 9. 1992 a 1. 7. 1993 (Malík et al., 1993).

Dátum	26. 8. 1964	11. 9. 1991	24. 9. 1992	1. 7. 1993
Číslo profilu	Prírastok/úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]
132 + 133				
134				
138	+32,5	–7,86	–14,49	+27,83
139				
140	–149,9	–38,31	–33,74	–43,41
141				
142	+131,0	+12,19	+12,78	+39,77
143	–86,0	–24,40	–15,29	–91,22
144				
145	–104,0	–6,54	–6,44	–128,10
146				
148				
117	–68,5	–1,67	–0,42	–7,05
*	–2,7			
**	+48,0			
	Spolu: –244,90 l . s <sup>-1</sup>	Spolu: –66,59 l . s <sup>-1</sup>	Spolu: –57,60 l . s <sup>-1</sup>	Spolu: –202,18 l . s <sup>-1</sup>

Z prezentovaných výsledkov je zrejme, že úseky skrytých prírastkov aj úbytkov prítokového množstva ostali rovnaké, akurát s menšími hodnotami v rokoch 1991 až 1993. Po profil č. 140 sa hodnoty vzťahujú na tektonické okno tatrika v závere Belianskej doliny, merania prítoku v rokoch 1991 až 1993 pod profilom č. 117 nepokračovali vzhľadom na nulový prítok. Je teda možné, že túto zmenu hydrologického režimu Belianskeho potoka spôsobil postupný rozvoj krasovatenia horninového masívu v oblasti sv. svahov medzi kótami 1 043 Hrosková (Fiškálová) a 1 107 Osičné. Korózne rozširovanie puklín v relatívne krátkom časovom diapazóne (jednej ľudskej generácie) v miere, keď je masív

schopný infiltrovať desiatky litrov za sekundu, by mohlo byť zaujímavým príkladom rýchleho postupu krasovatenia pri vhodných podmienkach. Podporným argumentom tejto časovej zmeny by mohol byť aj rozdiel medzi priemernou výdatnosťou prameňa Lazce (č. 556) v rokoch 1960 – 1971 v hodnote  $477 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v rokoch 1992 – 2002 v hodnote  $558,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Extrémne hodnoty v týchto dvoch obdobiach (minimum/maximum) boli podľa údajov SHMÚ  $330,0/865,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (1960 – 1971) a  $324,0/1 270,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (1992 – 2002).

Potenciálny skrytý prestup ďalšieho množstva podzemnej vody do Necpalského potoka, ktorý by sa odohrával v oblasti mimo tohto hlavného drenážneho bodu (prameňa č. 556 Lazce), hodnotíme na základe merania prietoku v práci Malíka et al. (1993) na niekoľkých profiloch vo vyššej časti Necpalskej doliny od pravého prítoku Necpalského potoka z Dolnoborišovskej doliny (profil č. 157 v tab. 5.57) po úroveň asi 800 m pod vyústením pravostranného prítoku z doliny Smrekov (profil č. 165 medzi dolinou Smrekov a prameňom Lazce). Skryté prestupy a úbytky prietoku sa tu pohybovali v hodnotách do  $20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , pričom pravdepodobne v dôsledku komunikácie podzemnej a povrchovej vody s aluviálnymi náplavmi toku sa vzájomne kompenzovali úseky skrytých strát a skrytých prestupov. Ich spočítaním v priebehu celého toku Necpalského potoka v strednej časti doliny získavame pozitívne hodnoty (prevažujú skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku)  $+5,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $+16,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $+33,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V poslednej sérii neboli merané posledné dva profily. Po odrátaní relatívnej chyby meraní konštatujeme minimálne skryté prestupy  $+3,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $+7,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $+14,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Priemerný sumárny prírastok v troch sériách úsekových meraní prietoku je  $18,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , po odrátaní relatívnej chyby meraní je táto hodnota len  $8,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V prípade strednej časti Necpalskej doliny medzi Dolnoborišovskou dolinou a oblasťou doliny Smrekov teda konštatujeme prevažujúcu drenážnu funkciu Necpalského potoka, ale s relatívne nízkymi hodnotami celkového skryto prestupujúceho množstva podzemnej vody, medzi  $\sim 10$  až  $\sim 20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Tab. 5.57. Necpalský potok v Necpalskej doline – výsledky merania prietoku v rokoch 1991 – 1993 (Malík et al., 1993).

Profil	Vodný tok	Hlavný tok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prítok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prírastok/ úbytok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Chyba merania [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prírastok/úbytok po odrátaní chyby [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]
Meranie prietoku v dňoch 12. až 13. 9. 1991						
157	Necpalský potok	85,41			4,27	
158	Necpalský potok	99,41		+14,00	4,97	+9,03
159	Necpalský potok	80,60		-18,81	4,03	-14,78
160	Necpalský potok	94,97		+14,37	4,75	+9,62
162	Prítok z doliny Smrekov		2,90		0,15	
165	Necpalský potok	93,52		-4,35	4,68	-0,33
SPOLU:				+5,21		+3,54
Meranie prietoku dňa 25. 9. 1992						
157	Necpalský potok	64,57			3,23	
158	Necpalský potok	73,48		+8,91	3,67	+5,24
159	Necpalský potok	71,05		-2,43	3,55	0,00
160	Necpalský potok	75,39		+4,34	3,77	+0,57
162	Prítok z doliny Smrekov		2,16		0,11	
165	Necpalský potok	83,55		+6,00	4,18	+1,82
SPOLU:				+16,82		+7,63
Meranie prietoku dňa 30. 6. 1993						
157	Necpalský potok	110,59			5,53	
158	Necpalský potok	126,34		+15,75	6,32	+9,43
159	Necpalský potok	131,23		+4,89	6,56	0,00
160	Necpalský potok	143,91		+12,68	7,20	+5,48
162	Prítok z doliny Smrekov	-		-		-
165	Necpalský potok	-		-		-
SPOLU:				+33,32		+14,91

Oblasť bezprostredne okolo prameňa č. 556 Lazce sa skúmala úsekovými meraniami prietoku realizovanými v dňoch 17. 9. 2004 a 21. 6. 2006. Výsledky prác sú podrobnejšie zdokumentované v tab. 5.58 a na obr. 5.54 a 5.55. V čase nízkej vodnosti (17. 9. 2004) sa meraním prietoku zistili len malé rozdiely prietoku na hlavnom toku Necpalského potoka. Pri ich vzájomnom spočítaní dostaneme hodnotu  $+0,041 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Zistil sa iba jeden skrytý prestup presahujúci veľkosť 5 % chyby merania – medzi profilmi NEC + 1 a NEC + 2 – v hodnote  $+6,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , po odrátaní chyby  $+0,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Ďalšie meranie zo dňa 21. 6. 2006 sa robilo pri podstatne vyššom prietokovom množstve Necpalského potoka, a to až trojnásobne v porovnaní s predchádzajúcim stavom. Aj výdatnosť prameňa Lazce bola pomerne vysoká a do odpadového potrubia sa vypúšťalo až  $254,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Profily, na ktorých sa merania realizovali, boli situované na iných miestach než v predchádzajúcom prípade – ich súradnice sú uvedené v tab. 5.58. V dvoch horných úsekoch sa zistili straty prietokového množstva  $-24,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $-13,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , na dolnom úseku pod prameňom sa zistil mierny nárast prietoku,  $+6,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Po zohľadnení chyby merania ostáva aktuálna iba strata na najvyššom úseku medzi profilmi Nec-1 a Nec-2  $-24,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (po odrátaní 5 % chyby  $-11,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

Na základe týchto meraní môžeme konštatovať, že tok Necpalského potoka v okolí prameňa Lazce sa správa hydraulicky pasívne, t. j. v danej oblasti nenastáva komunikácia podzemnej a povrchovej vody.

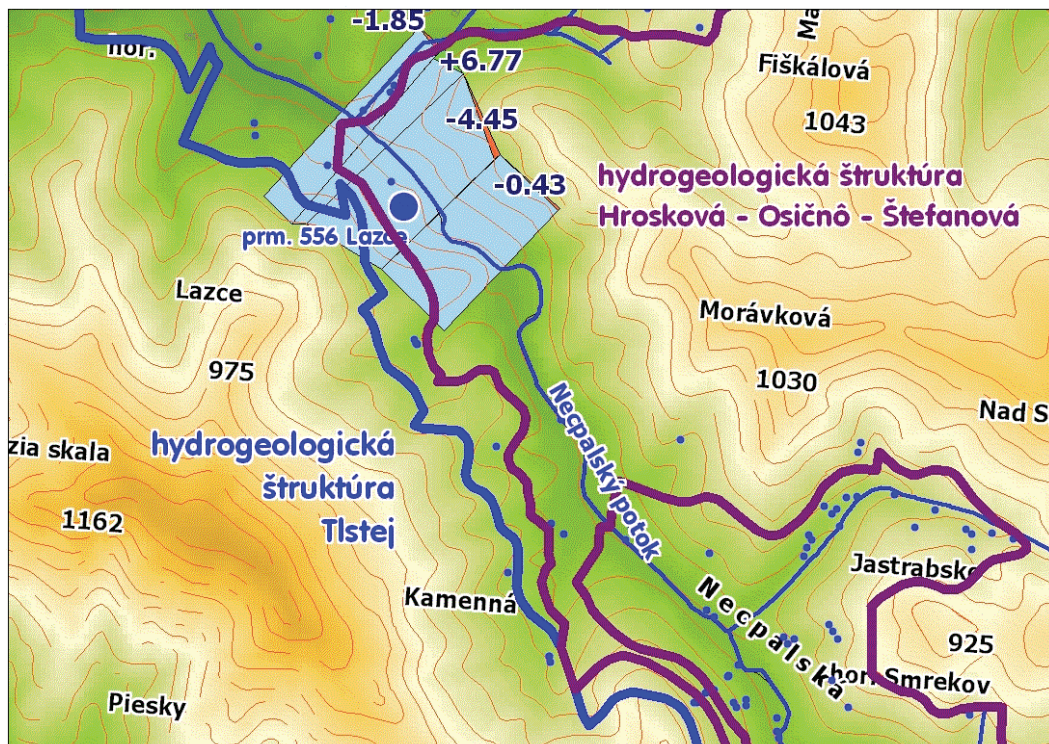
Tab. 5.58. Necpalský potok v oblasti prameňa Lazce – zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku v dňoch 17. 9. 2004 a 21. 6. 2006.

Profil	Vodný tok	X (JTSK)	Y (JTSK)	Hlavný tok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prítok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prírastok/ úbytok [l . s <sup>-1</sup> ]	Chyba merania [l . s <sup>-1</sup> ]
17. 9. 2004							
NEC + 4	Necpalský potok	-426 056,0	-1 201 338,7	86,46			
NEC + 3	Necpalský potok	-426 321,4	-1 201 115,1	86,03		-0,43	4,30
NEC-x	odpad z pram. Lazce	-426 547,3	-1 200 899,7		31,06		
NEC + 2	Necpalský potok	-426 558,9	-1 200 881,1	112,64		-4,45	5,63
NEC + 1	Necpalský potok	-426 631,9	-1 200 804,7	119,41		+6,77	5,97
NEC + n	p. prítok z Lubovej doliny	-426 631,9	-1 200 700,4		0,59		
NEC + 0	Necpalský potok	-426 728,0	-1 200 701,6	118,15		-1,85	5,91
21. 6. 2006							
Nec-1	Necpalský potok	-425 888,0	-1 201 846,2	286,39			
Nec-2	Necpalský potok	-426 160,2	-1 201 234,0	261,62		-24,77	13,08
Nec-3	odpad z pram. Lazce	-426 407,2	-1 201 050,2		254,38		
Nec-4	Necpalský potok	-426 519,1	-1 200 898,9	502,17		-13,83	25,11
Nec-5	Necpalský potok	-426 638,9	-1 200 795,6	508,99		+6,82	25,45

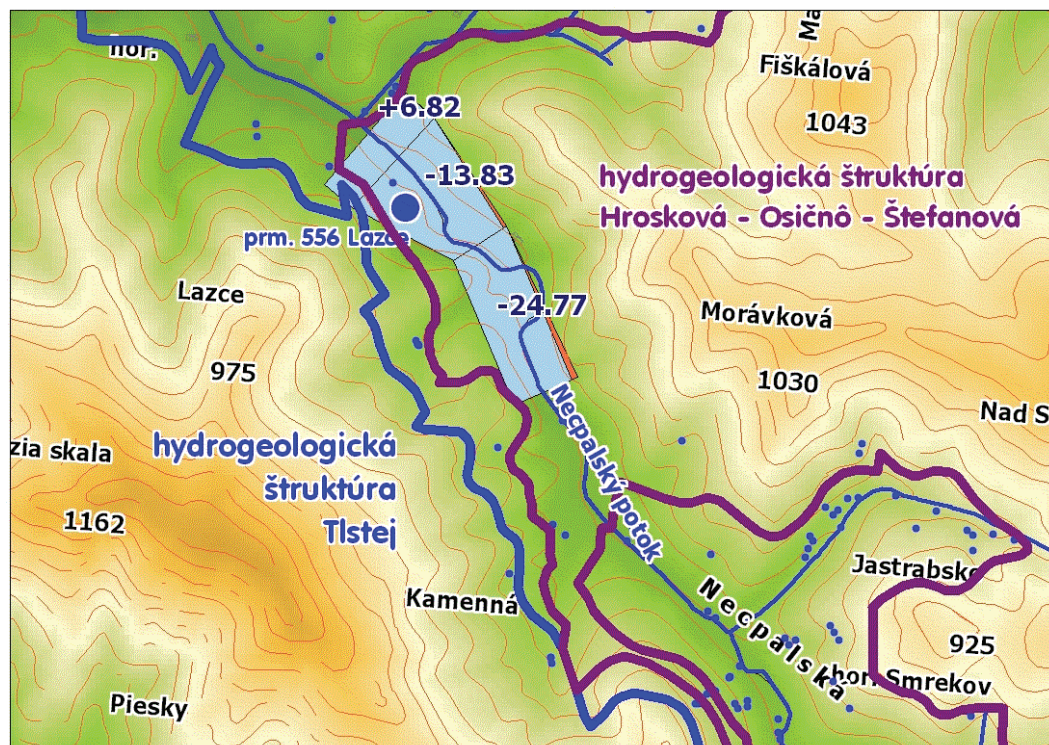
Smer prúdenia podzemnej vody v hydrogeologickej štruktúre Hrosková – Osičné – Štefanová je podľa uvedených zistení z východu na západ k dominujúcemu drenážnemu prvku, ktorým je prameň Lazce. Zaujímavé je však aj bilančné porovnanie jednotlivých čiastkových oblastí hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová (necpalskej, belianskej a ľubochnianskej), signalizujúce prepojenie, resp. neprepojenie obehu podzemnej vody. Pri pohľade na ľubochniansku oblasť s plochou  $7,534 \text{ km}^2$  môžeme konštatovať približnú zhodu predpokladaných efektívnych zrážok ( $131,11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a celkového odtoku v prameňoch ( $130,31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Infiltračný predpoklad z efektívnych zrážok s hodnotou  $549 \text{ mm}$  ( $17,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) je teda merným odtokom z prameňov v hodnote  $545 \text{ mm}$  ( $17,31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) naplnený. Na základe toho by bolo možné konštatovať, že ľubochnianska čiastková oblasť hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová je bilančne vyrovnaná a podzemná voda z nej neprestupuje popod hlavný hrebeň západnej časti Veľkej Fatry smerom na západ. To môže byť zaujímavým aspektom pri ochrane podzemnej vody prameňa Lazce. Ak v prípade belianskej čiastkovej oblasti ( $20,588 \text{ km}^2$ ) porovnáваме efektívne zrážky ( $488 \text{ mm}$ ;  $15,51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) s merným odtokom z prameňov ( $233 \text{ mm}$ ;  $7,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), prichádzame k záveru, že nie všetka infiltrovaná voda tu na tomto území vystúpila na povrch. Dovoľujeme si zhrnúť sumárnej výdatnosti v prameňoch na  $318,61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .



očakávaného objemu efektívnych zrážok svedčí o tom, že asi  $166,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  prietokového množstva vstúpilo do nepsalskej časti skryto, bez objavenia sa na povrchu. Predpokladáme, že išlo najmä o oblasť medzi kótami 900 Havranov a 1 350 Štefanová, kde hydrogeologickým mapovaním neboli zdokumentované výskytu prameňov. Podobná súvaha – sumárna bilancia nepsalskej a belianskej časti (bez započítania prameňov vyvierajúcich v belianskej časti) – ukazuje bilančnú naplnenosť súčtu (infiltračný predpoklad z efektívnych zrážok  $459 \text{ mm}$ /odtok z prameňov  $501 \text{ mm}$ , resp.  $14,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ / $15,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), resp. na mierny nadbytok,  $+48,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ktorý by mohol eventuálne pochádzať z hydrogeologickej štruktúry Tlstej.



Obr. 5.54. Nepsalský potok v oblasti prameňa Lazce – výsledky merania prietoku zo dňa 17. 9. 2004.



Obr. 5.55. Nepsalský potok v oblasti prameňa Lazce – výsledky merania prietoku zo dňa 21. 6. 2006.

Smerom na východ hydrogeologická štruktúra Hrosková – Osičné – Štefanová pokračuje na druhej strane povrchového toku Ľubochnianky ako hydrogeologická štruktúra strednotriasových dolomitov veporika Minčol – Ľubochnianka (Malík a Kordík, 1999). Táto východoveľkofatranská štruktúra má plochu 2,947 km<sup>2</sup> a jednorazový merný odtok podzemnej vody vo forme prameňov (2,8 l · s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>) nezodpovedal infiltračným možnostiam. V celej tejto štruktúre sa nevyskytoval významnejší sústredený výver podzemnej vody a s výdatnosťou vyššou ako 1,0 l · s<sup>-1</sup> tam boli zdokumentované len tri pramene. Predpokladalo sa teda, že väčšina podzemnej vody skryto vstupuje do toku Ľubochnianky. Dvomi sériami meraní prietoku v dňoch 12. a 13. 8. 1998 sa medzi profilmi VFL 011 až VF L001 na Ľubochnianke zistil celkový skrytý prestup podzemnej vody do povrchového toku Ľubochnianky 82,1 l · s<sup>-1</sup>, resp. 77,6 l · s<sup>-1</sup>. Termometrické a rezistivimetrické merania realizované v roku 1994 (Filo a Švastová, 1994) lokalizovali všetky miesta skrytých prestupov podzemnej vody do toku Ľubochnianky v hornej časti hodnoteného úseku (medzi profilmi VFL 011 a VFL 004 – tab. 5.59 až 5.61 a obr. 5.56 až 5.58) do ľavej, t. j. západnej strany. Podzemná voda z hydrogeologickej štruktúry Minčol – Ľubochnianka potom môže skryto pritekať pravdepodobne len v úseku medzi profilmi VFL 004 a VFL 001, kde sa zistilo prestupujúce množstvo 60,4 l · s<sup>-1</sup> (12. 8. 1998), resp. 55,6 l · s<sup>-1</sup> (13. 8. 1998). Do Ľubochnianky by malo potom z hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová (z jej najvýchodnejšej, Ľubochnianskej časti) skryto prestupovať medzi profilmi VFL 011 a VFL 004 sumárne množstvo 30,4 l · s<sup>-1</sup> (12. 8. 1998) a 32,6 l · s<sup>-1</sup> (13. 8. 1998). Časť z toho, 10,1 l · s<sup>-1</sup>, bola overená aj meraniami medzi profilmi VFV 017 až VFV 019 dňa 4. 9. 1997 (tab. 5.59, obr. 5.56). Zvyšok prestupov medzi úsekmi VFV 019 až VFV 015, 53,6 l · s<sup>-1</sup>, zodpovedá zisteným hodnotám z 12., resp. 13. 8. 1998, priradovaným k hydrogeologickej štruktúre Minčol – Ľubochnianka. Ak je reálne možné priradiť zistených ~30 l · s<sup>-1</sup> prestupujúcich do Ľubochnianky k hydrogeologickej štruktúre Hrosková – Osičné – Štefanová, potom je potrebné o to isté množstvo zvýšiť aj predpokladaný skrytý prestup podzemnej vody do oblasti Necpalskej doliny.

Tab. 5.59. Prírastky resp. úbytky prietokového množstva Ľubochnianky, zistené meraním prietoku na jej hornom úseku v dňoch 3.–4. 9. 1997 (podľa Malíka a Kordíka, 1999).

Lokalita	Profil	Dátum	Hlavný tok (prietok v l · s <sup>-1</sup> )	Prítok (prietok v l · s <sup>-1</sup> )	Prírastok /úbytok (l · s <sup>-1</sup> )	Prírastok /úbytok (%)
Ľubochnianka, horný tok, 200 m nad mostíkom	VFV 017	4. 9. 1997	73,92			
Ľubochnianka, horný tok, žltá značka, odbočka k chate Pod Borišovom	VFV 016	4. 9. 1997		47,20		
Ľubochnianka, horný tok, 200 m pod dolinou Rakytov	VFV 018	4. 9. 1997	121,37		0,26	0,2
Ľubochnianka, horný tok, 200 m pod profilom, 150 m pod suchým prítokom zľava	VFV 019	4. 9. 1997	131,18		9,81	7,5
Ľubochnianka, horný tok, 200 m nad priehradou	VFV 013	3. 9. 1997	147,28		16,10	10,9
Ľubochnianka, horný tok, pri priehrade zdola, prítok	VFV 014	3. 9. 1997		46,92		
Ľubochnianka, horný tok, 75 m pod priehradou	VFV 015	3. 9. 1997	231,71		37,51	16,2

Tab. 5.60. Prírastky, resp. úbytky prietokového množstva Ľubochnianky, zistené meraním prietoku na jej hornom úseku 12. 8. 1998.

Lokalita	Profil	Dátum	Hlavný tok (prietok v l · s <sup>-1</sup> )	Prítok (prietok v l · s <sup>-1</sup> )	Prírastok /úbytok (l · s <sup>-1</sup> )	Prírastok /úbytok (%)
Ľubochnianka, p. prítok 900 m nad mostíkom nad stredom zákruty	VFL 016	12. 8. 1998		0,36		
Ľubochnianka, hlavný tok 1 000 m nad mostíkom nad stredom zákruty	VFL 015	12. 8. 1998	7,70			
Ľubochnianka, p. prítok 150 m nad mostíkom nad stredom zákruty	VFL 014	12. 8. 1998		0,56		
Ľubochnianka, p. prítok 30 m nad mostíkom nad stredom zákruty (pram. č. 1 932 – 1 934)	VFL 013	12. 8. 1998		5,20		
Ľubochnianka, hlavný tok 20 m nad mostíkom nad stredom zákruty	VFL 012	12. 8. 1998	14,56		1,11	7,6



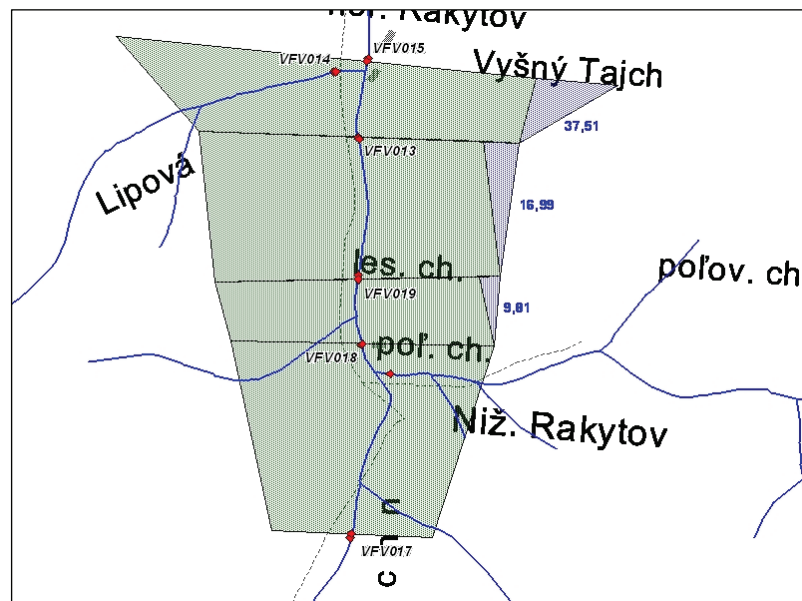
Tab. 5.60 – pokračovanie.

Lokalita	Profil	Dátum	Hlavný tok (prietok v l . s <sup>-1</sup> )	Prítok (prietok v l . s <sup>-1</sup> )	Prírastok /úbytok (l . s <sup>-1</sup> )	Prírastok /úbytok (%)
Eubochnianka, hlavný tok 10 m nad mostíkom so spadnutým zábradlím	VFL 011	12. 8. 1998	22,07		7,50	34,0
Eubochnianka, p. prítok nad mostom so spadnutým zábradlím	VFL 010	12. 8. 1998		3,25		
Eubochnianka, ľavý prítok z doliny Močidlo 15 m nad mostíkom	VFL 009	12. 8. 1998		38,45		
Eubochnianka, hlavný tok pod odbočkou na Močidlo	VFL 008	12. 8. 1998	64,19		0,42	0,7
Eubochnianka, 50 m nad druhým mostom nad Nižným Rakytovom	VFL 007	12. 8. 1998	64,03		-0,16	-0,3
Eubochnianka, p. prítok z Nižného Rakytova 10 m nad dreveným mostíkom	VFL 006	12. 8. 1998		22,30		
Eubochnianka, 70 m pod mostom pod odbočkou na Nižný Rakytov	VFL 005	12. 8. 1998	99,16		12,83	12,9
Eubochnianka, hlavný tok, asi 150 m pod suchým prítokom z ľavej strany	VFL 004	12. 8. 1998	107,85		8,69	8,1
Eubochnianka, 200 – 250 m nad starou priehradou na hlavnom toku	VFL 003	12. 8. 1998	116,13		8,28	7,1
Eubochnianka, 15 m nad mostíkom, ľavý prítok z doliny Lipová	VFL 002	12. 8. 1998		31,13		
Eubochnianka, 10 m pod dreveným mostíkom na hlavnom toku pod priehradou	VFL 001	12. 8. 1998	199,33		52,07	26,1

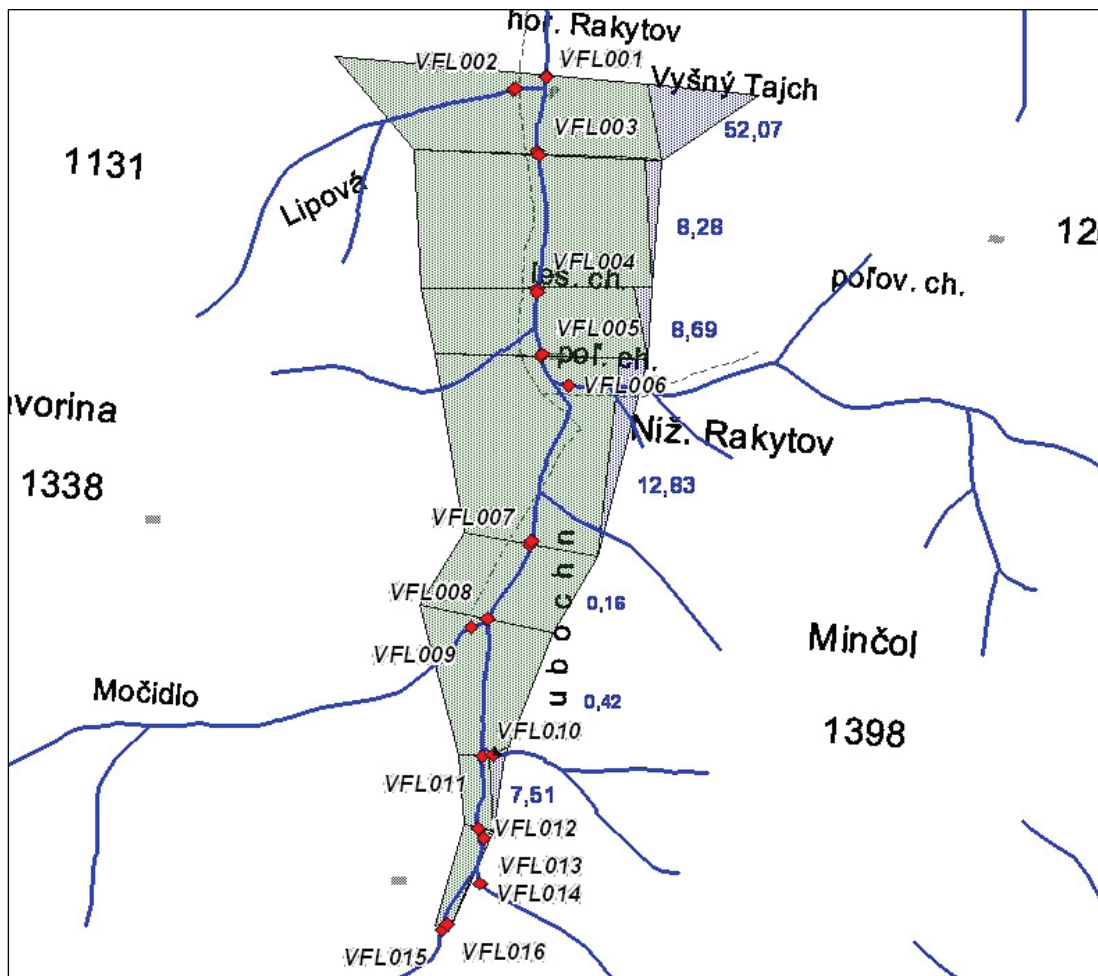
Tab. 5.61. Prírastky, resp. úbytky prietokového množstva Eubochnianky, zistené meraním prietoku na jej hornom úseku 13. 8. 1998.

Lokalita	Profil	Dátum	Hlavný tok (prietok v l . s <sup>-1</sup> )	Prítok (prietok v l . s <sup>-1</sup> )	Prírastok /úbytok (l . s <sup>-1</sup> )	Prírastok /úbytok (%)
Eubochnianka, p. prítok 900 m nad mostíkom nad stredom zákruty	VFL 016	13. 8. 1998		0,53		
Eubochnianka, hlavný tok 1 000 m nad mostíkom nad stredom zákruty	VFL 015	13. 8. 1998	7,01			
Eubochnianka, p. prítok 150 m nad mostíkom nad stredom zákruty	VFL 014	13. 8. 1998		0,33		
Eubochnianka, p. prítok 30 m nad mostíkom nad stredom zákruty (pram. č. 1 932 – 1 934)	VFL 013	13. 8. 1998		4,87		
Eubochnianka, hlavný tok 20 m nad mostíkom nad stredom zákruty	VFL 012	13. 8. 1998	11,87		-0,34	-2,8
Eubochnianka, hlavný tok 10 m nad mostíkom so spadnutým zábradlím	VFL 011	13. 8. 1998	22,89		11,02	48,1
Eubochnianka, p. prítok nad mostom so spadnutým zábradlím	VFL 010	13. 8. 1998		3,07		
Eubochnianka, ľavý prítok z doliny Močidlo 15 m nad mostíkom	VFL 009	13. 8. 1998		35,23		
Eubochnianka, hlavný tok pod odbočkou na Močidlo	VFL 008	13. 8. 1998	60,21		-0,98	-1,6
Eubochnianka, 50 m nad druhým mostom nad Nižným Rakytovom	VFL 007	13. 8. 1998	66,02		5,81	8,8
Eubochnianka, p. prítok z Nižného Rakytova 10 m nad dreveným mostíkom	VFL 006	13. 8. 1998		21,15		
Eubochnianka, 70 m pod mostom pod odbočkou na Nižný Rakytov	VFL 005	13. 8. 1998	86,37		-0,80	-0,9
Eubochnianka, hlavný tok, asi 150 m pod suchým prítokom z ľ. strany	VFL 004	13. 8. 1998	104,30		17,93	17,2
Eubochnianka, 200 – 250 m nad starou priehradou na hlavnom toku	VFL 003	13. 8. 1998	120,07		15,77	13,1
Eubochnianka, 15 m nad mostíkom, ľavý prítok z doliny Lipová	VFL 002	13. 8. 1998		30,79		
Eubochnianka, 10 m pod dreveným mostíkom na hlavnom toku pod priehradou	VFL 001	13. 8. 1998	190,69		39,84	20,9

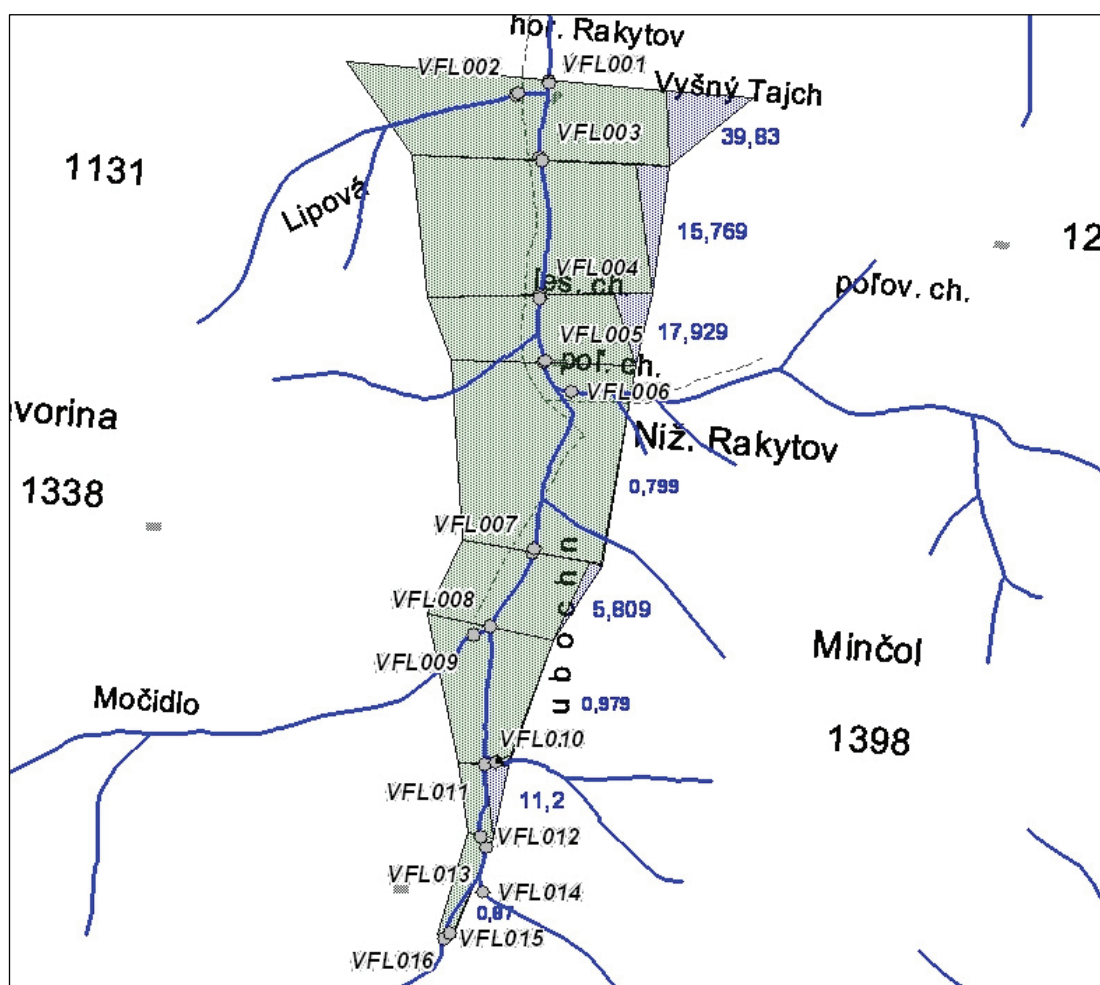
V rámci základnej siete pozorovaných prameňov SHMÚ nemôže chýbať prameň s najvyššou priemernou výdatnosťou na území Slovenska, ktorým je práve prameň Lazce na lokalite Necpaly (dokumentačné č. 556), pozorovaný SHMÚ pod katalógovým číslom 675. Ako už bolo uvedené v predchádzajúcich častiach, SHMÚ pozoroval tento prameň v dvoch obdobiach – v rokoch 1960 až 1971, keď



Obr. 5.56. Lokalizácia meraných profilov spolu s úsekmi skrytých prírastkov a prietokových strát pri meraní prietoku horného úseku Ľubochnianky v dňoch 3. – 4. 9. 1997



Obr. 5.57. Lokalizácia meraných profilov spolu s úsekmi skrytých prírastkov a prietokových strát pri meraní prietoku horného úseku Ľubochnianky 12. 8. 1998.



Obr. 5.58. Lokalizácia meraných profilov spolu s úsekmi skrytých prírastkov a prietokových strát pri meraní prietoku horného úseku Lubochňianky 13. 8. 1998.

sa zistila priemerná výdatnosť  $477,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , a v rokoch 1992 – 2002, keď bola vypočítaná priemerná výdatnosť  $558,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Minimálna výdatnosť za obe obdobia bola  $324,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , maximum za obe obdobia dosiahlo  $1\,270,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Vodu prameňa možno charakterizovať extrémne vysokou stálosťou teploty s amplitúdou rozkvyvu iba  $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$  a priemernou hodnotou  $8,3 \text{ }^\circ\text{C}$ . Extrémne hodnoty boli  $8,0$ , resp.  $8,5 \text{ }^\circ\text{C}$  (obdobie 1992 – 2002). V rokoch 1960 – 1971 boli extrémne hodnoty  $8,4 - 9,0 \text{ }^\circ\text{C}$ , priemernú hodnotu nebolo možné vyhodnotiť. Vysoká stálosť teploty vody prameňa Lazce – napriek známemu faktú o jeho dotovaní povrchovou vodou ponárajúcou sa v Belianskej doline – svedčí o dlhšom a pravdepodobne aj mierne hlbšom obehu v horninovom prostredí. Pretože oblasť medzi kótami  $1\,043$  Hrosková (Fiškálová) a  $1\,107$  Osičné, kde predpokladáme centrum akumulácie podzemnej vody vyvierajúcej v prameni Lazce, tvoria ramsauské dolomity stredného triasu, predpokladáme ich rozšírenie aj do hĺbky. Pre tento druh horninového prostredia je totiž charakteristická puklinovo-krasová priepustnosť s prevahou pomalého obehu v puklinách. Potvrdzujú to aj výtokové čiary získané z časových radov zaznamenaných výdatnosti prameňa.

Na základe analýzy výtokových čiar prameňa môžeme opísať výslednú výtokovú čiaru prameňa Lazce rovnicou  $Q_t = 703 \cdot e^{-0,0045 \cdot t} + 300 \cdot e^{-0,04 \cdot t}$ , kde  $t$  je čas v dňoch [D]. Výsledná výtoková čiara sa teda skladá len z dvoch subrežimov s laminárnym prúdením, medzi separovanými zložkami výdatnosti nenájde komponent s turbulentným prúdením. Matematické vyjadrenie čiar vyprázdňovania podľa Kullmana (1990, 2000) ukazuje, že hodnoty koeficientov vyprázdňovania  $\alpha_1$  a  $\alpha_2$  sú vysoké. Hodnota koeficientu  $\alpha_1$  sa pohybuje v hraniciach medzi  $4,1 \text{ E-}3$  až  $1,8 \text{ E-}2$  a hodnota koeficientu  $\alpha_2$  v rozmedzí  $5,5 \text{ E-}2$  až  $1,6 \text{ E-}1$ . Poukazuje to na horninové prostredie s nerovnomerne rozvinutou sieťou puklín s prevahou otvorených makropuklín, ako aj s možnosťou obmedzeného rozsahu krasových kanálov. Nebezpečenstvo potenciálneho zasiahnutia podzemnej vody znečistením, s výnimkou blízkeho okolia záchytu, je malé. Existuje tu však potenciálna možnosť plošného vstupu znečistenia s predpokladom

jeho retencie, fixácie a rozptýlenia. Pravdepodobnosť kontaminácie podzemnej vody záchyty je taktiež malá, prípadne v nízkej koncentrácii, no s dlhším trvaním (Kullman, 2000).

Na opačnej (sv.) strane hrebeňa medzi kótami 1 043 Hrosková (Fiškálová) a 1 107 Osičné sa v Belianskej doline nachádzajú ďalšie dva pramene pozorované v rámci základnej siete SHMÚ. Sú to prameň Pod Havranom, pozorovaný SHMÚ pod katalógovým číslom 694 (dok. č. 1 376), a prameň Havranovo – Lučečné (kat. č. SHMÚ 673; dok. č. 1 551). Voda z oboch prameňov sa neskôr spolu s povrchovým tokom Belianskeho potoka postupne stráca v prevažne dolomitickom masíve a s najväčšou pravdepodobnosťou vystupuje v prameni Lazce (kat. č. SHMÚ 675; dok. č. 556). Aj v tomto prípade výsledky analýzy výtokových čiar odrážajú charakter horninového prostredia medzi Havranom a kótou 1 305 Štefanová, kde sú v prevahe opäť stredotriasové ramsauské dolomity veporika. V oboch prípadoch sa výsledná výtoková čiara skladá len z dvoch subrežimov s laminárnym prúdením, bez prítomnosti turbulentnej zložky prúdenia. Rozdiely sú len v hodnote koeficientov vyprázdňovania  $\alpha_1$  a  $\alpha_2$ , ktoré sú v prípade prameňa Havranovo – Lučečné vysoké a v prípade prameňa Pod Havranom nízke.

Prameň Havranovo – Lučečné (kat. č. SHMÚ 673; dok. č. 1 551) vystupuje na dne a na ľavom svahu dolinky Lučečné, pozorovania SHMÚ na ňom prebiehajú od roku 1970. V rokoch 1970 – 2004 sa na ňom zistila minimálna výdatnosť  $20,80 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , maximálna výdatnosť  $50,20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a hodnota priemernej výdatnosti  $28,95 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Rovnica výslednej výtokovej čiary prameňa je opísaná ako  $Q_t = 35,5 \cdot e^{-0,00105 \cdot t} + 4,5 \cdot e^{-0,11 \cdot t}$ . Všetky charakteristiky prostredia obehu podzemnej vody teda môžu byť totožné s prameňom Lazce: horninové prostredie s nerovnomerne rozvinutou sieťou puklín s prevahou otvorených makropuklín, ako aj s možnosťou obmedzeného rozsahu krasových kanálov. Matematické vyjadrenie čiary vyprázdňovania podľa Kullmana (1990, 2000) ukazuje, že hodnoty koeficientov vyprázdňovania  $\alpha_1$  a  $\alpha_2$  sú vysoké. Hodnota koeficientu  $\alpha_1$  sa pohybuje v hraniciach medzi  $4,1 \text{ E-3}$  až  $1,8 \text{ E-2}$  a hodnota koeficientu  $\alpha_2$  v rozmedzí  $5,5 \text{ E-2}$  až  $1,6 \text{ E-1}$ . Hoci sa výsledná výtoková čiara skladá len z dvoch subrežimov s laminárnym prúdením, v extrémnych prípadoch môže v tomto type horninového prostredia dochádzať aj ku krátkodobým turbulentným prúdeniam. Hodnotenie zraniteľnosti podzemnej vody prameňa Havranovo – Lučečné podľa výtokovej čiary (Kullman, 2000) je totožné s prameňom Lazce (malé nebezpečenstvo potenciálneho zasiahnutia podzemnej vody znečistením, s výnimkou blízkeho okolia výveru, možnosť plošného vstupu znečistenia s predpokladom jeho retencie, fixácie a rozptýlenia, kontaminácia je pravdepodobnejšia v nižšej koncentrácii, no po dlhší čas).

Podľa údajov SHMÚ má teplota vody prameňa značný rozkyv,  $2,7 - 10,1 \text{ }^\circ\text{C}$  pri priemernej hodnote  $6,2 \text{ }^\circ\text{C}$ . V danom prípade však výsledky merania teploty vody prameňa nemôžeme brať za reprezentatívne, pretože sa realizovali zväčša na mernom objekte – Ponceletovom priepade – situovanom o 300 m nižšie pod skutočným výverom, a tak boli v podstatnej miere ovplyvnené teplotou vzduchu. Počas 9 sérií odberov vzoriek vody z prameňa v rôznych obdobiach rokov 1991 až 1993 sa zistil rozkyv teploty vody priamo vo vývere len  $0,7 \text{ }^\circ\text{C}$  (od  $6,4$  do  $7,1 \text{ }^\circ\text{C}$ ; Malík et al., 1993).

Významný rozkyv teploty je pozorovateľný aj v prípade prameňa Pod Havranom nachádzajúceho sa 900 m zjz. (kat. č. SHMÚ 694, dok. č. 1 376). V priebehu pozorovaného obdobia v rokoch 1986 – 2004 sa tu zistil rozkyv s amplitúdou  $12,0 \text{ }^\circ\text{C}$  (od  $0,0$  do  $12,0 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Priemerná hodnota teploty vody je  $6,8 \text{ }^\circ\text{C}$ . Tento jav sa vysvetľoval komunikáciou vody prameňa s povrchovou vodou (Kullman a Gazda, 1973). Aj výsledky merania prietoku (tab. 5.56, prípadne aj tab. 5.68) ukazujú, že v oblasti asi 300 m nad pravostranným prítokom z dolinky Lučečné a 300 m pod ním dochádza k stratám prietokového množstva (medzi profilmi 138 a 140) – od  $-33,7$  do  $-149,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Či však výstup vody v prameni Pod Havranom možno spojiť so strácajúcim sa prietokovým množstvom Belianskeho potoka, možno overiť len stopovacou skúškou.

Rovnica reprezentatívnej výtokovej čiary prameňa Pod Havranom môže byť opísaná ako  $Q_t = 55,0 \cdot e^{-0,0042 \cdot t} + 31,0 \cdot e^{-0,036 \cdot t}$ , kde  $t$  predstavuje čas v dňoch [D]. Opätovne sa tu stretávame s kombináciou dvoch subrežimov s laminárnym prúdením, charakterizovaných rozdielnymi koeficientmi vyprázdňovania podzemnej vody. Hodnoty koeficientov vyprázdňovania  $\alpha_1$  a  $\alpha_2$  sú však nízke. Pretože sa hodnota koeficientu  $\alpha_1$  pohybuje v hraniciach  $2,4 \text{ E-3}$  až  $4,5 \text{ E-3}$  a hodnota koeficientu  $\alpha_2$  v intervale  $3,3 \text{ E-2}$  až  $6,7 \text{ E-2}$ , nazdáme sa, že prostredím obehu podzemnej vody je horninové prostredie s hustou, prevažne rovnomernou sieťou puklín s prevahou mikropuklín a drobných puklín. Toto prostredie sa vyznačuje vysokým stupňom retencie, fixácie a rozptýlenia potenciálneho znečistenia, čo by

malo teoreticky znižovať riziko potenciálneho znečistenia podzemnej vody. Uvedený fakt je však v kontraste s rozkvyvom teploty a predpokladanou komunikáciou s povrchovou vodou. V pozorovanom období (1986 – 2004) sa tu zistila minimálna výdatnosť  $14,40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , maximálna výdatnosť  $123,00 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a hodnota priemernej výdatnosti  $40,34 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Pomôckou pri uvažovaní o prepojení vody prameňa Pod Havranom s povrchovou vodou je vysoké zastúpenie ťažkého izotopu kyslíka v jeho vode, uvedené v práci Malíka et al. (1993). Priemer hodnôt  $\delta^{18}\text{O}$  tu bol  $-10,58 \text{ ‰}$  a podľa korelačného vzťahu  $\delta^{18}\text{O}$  k priemernej nadmorskej výške infiltračnej oblasti autori správy konštatovali, že poloha jeho potenciálnej infiltračnej oblasti je nižšie, než je poloha samotného výveru. Izotopové zloženie kyslíka malo tiež značný rozkvyv v čase ( $-10,79$  až  $-10,37 \text{ ‰}$ ), podobne aj ostatné sledované hodnoty – teplota vody ( $\pm 9,4 \text{ °C}$ ), merná elektrická vodivosť ( $\pm 64 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ) aj chemické zloženie. Autori (Malík et al., 1993) usudzovali, že voda má pôvod v povrchovom toku v doline Šindelňa alebo v hornej časti Belianskej doliny. Na základe chemického zloženia sa tu predpokladal nie dlhý obeh v dolomitickom prostredí s veľkou prevahou dolomitov (Rapant in Malík et al., 1993). Podľa izotopov kyslíka s prameňom Pod Havranom kontrastovalo zloženie vody prameňa Havranovo – Lučečné, keď hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  (priemer  $-11,15 \text{ ‰}$ ; rozkvyv hodnôt  $-11,29$  až  $-11,05 \text{ ‰}$ ) poukazovali na jednoznačne veľmi vysoko položenú infiltračnú oblasť (pravdepodobne okolo kóty 1 305 Štefanová). Interpretáciou chemického zloženia vody sa zistil stredne rýchly a stredne dlhý obeh v typicky dolomitovom prostredí, bez kontaktu so sadrovcovonosnými horninami (Rapant in Malík et al., 1993).

Uvedený kontrast medzi oboma prameňmi, blízkymi výškovo, vzájomnou vzdialenosťou aj horninovým prostredím obehu, tiež nasvedčuje, že ich obehový mechanizmus je rozdielny. V súčasnosti sa prikláňame k prepojeniu vody prameňa Pod Havranom s vodou Belianskeho potoka v oblasti okolo dolinky Lučečné. Nízke hodnoty koeficientov vyprázdňovania prameňa potom pravdepodobne vyplývajú z nízkych hydraulických gradientov v oblasti a zároveň z dobrých filtračných charakteristík horninového prostredia. Izotopové zloženie síry v sulfátoch rozpustených vo vode z prameňa (priemerný obsah  $\sim 19 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) nenieslo znaky zvýšeného obsahu síranov ani znaky prímеси rozpustenej verfénskej zložky síranov ( $\delta^{34}\text{S} = 5,84 \text{ ‰}$ ) – podobne to bolo aj v prípade prameňa Lučečné.

Zaujímavé je však izotopové zloženie rozpusteného sulfátu v prameni Lazce, ktoré indikuje primiešavanie rozpustených síranov z verfénskych (spodnotriasových) bridlíc. Izotopové zloženie síry sulfátu rozpusteného vo vode v prameni Lazce malo hodnotu  $\delta^{34}\text{S} = 16,34 \text{ ‰}$  (Malík et al., 1993). Aj celkový priemer obsahu rozpustených sulfátov ( $\sim 52 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) je dvojnásobne vyšší než v zdrojoch v Belianskej doline. V prameňoch Pod Havranom a Havranovo – Lučečné sa prítomnosť spodnotriasového zdroja síranov nezistila. V práci Malíka et al. (1993) sa predpokladal kontakt s verfénskymi bridlicami veporika, ktorých prítomnosť vo veporiku bola v tom čase opísaná (Polák, 1990, in Malík et al., 1993). V užšom ani širšom okolí hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová sa však na geologickej mape (Polák et al., 1997) nenachádza ani jeden výskyt spodnotriasových hornín. Vzhľadom na výdatnosť prameňa je však zdroj síranov v prameni Lazce nezanedbateľný. Predstavuje zaujímavý problém, ktorého riešenie by azda pomohlo identifikovať časť obehových ciest jeho vody. Priemerná hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  vody prameňa Lazce ( $-10,64 \text{ ‰}$ ; Malík et al., 1993) zas napovedá, že voda z prameňa Lazce – alebo aspoň jej časť – už raz v priebehu svojho obehu pretekala vo forme povrchového toku, pretože je izotopicky „ťažšia“, než by sa dalo očakávať podľa priemernej nadmorskej výšky odkrytých karbonátov. Zároveň sa však zistil rozsah hodnôt  $\delta^{18}\text{O}$  v pomerne úzkom intervale ( $-10,75$  až  $-10,55 \text{ ‰}$ ). Hoci v jarných mesiacoch bolo zastúpenie ľahkého izotopu vo vode trochu vyššie (dôsledok jarného topenia snehu), stálosť hodnôt svedčí o veľkom objeme akumuláčnej oblasti. Chemický rozbor vody priniesol výsledky v podobe predpokladu vápencovo-dolomitického prostredia obehu s prevahou dolomitov, dĺžka obehu bola charakterizovaná ako stredná (Rapant in Malík et al., 1993). Jednou zo zaujímavých čít prameňa Lazce je fakt, že sa nachádza pri päte ľavého svahu Necpalskej doliny, takže absolútna väčšina vody musí cestou k svojmu výveru prechádzať popod tok Necpalského potoka. V krasových oblastiach sa však s takýmto javom môžeme stretnúť častejšie. Napovedá to skôr o predchádzajúcom vývoji krasových ciest v oblasti.

V najvýchodnejšej (ľubochianskej) časti hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová v doline Matejová, ktorá je na topografickej mape nesprávne označená ako „Lipová“, sa nachádza



výdatný prameň č. 2 384. Prameň vyviera v blízkosti povrchového toku v troch významnejších výstupoch – pod kameňolomom, na ceste a pod cestou – a úzko komunikuje s povrchovým tokom. Jeho celková výdatnosť ( $31,421 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) bola stanovená meraním prietoku nad úrovňou prameňa a pod ňou. V rokoch 1991 – 1993 sa jeho voda vzorkovala pod označením „prameň pri starej priehrade“ (s pracovným názvom Lipová-Nelipová, keďže sa prameň nachádzal v doline označenej na mape 36-12 Donovaly ako Lipová, čo však nezodpovedá skutočnému názvu Matejová). Priemerná hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  bola nízka ( $-10,75 \text{ ‰}$ ) a značný rozkyv hodnôt ( $-11,06$  až  $-10,54 \text{ ‰}$ ) v priebehu roka indikovali vplyv povrchovej vody. Z hľadiska obsahu sulfátov a izotopového zloženia síry síranu rozpusteného vo vode sa nepredpokladala prítomnosť geogénnych zložiek (zo súvrství permu, verfénu alebo karpatského keuperu) v sulfatickej časti jeho minerálneho zloženia – hodnota  $\delta^{34}\text{S}$  bola  $6,88 \text{ ‰}$  pri priemernom obsahu sulfátov  $17,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ .

### **Podborišovská hydrogeologická štruktúra (hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v závere Necpalskej doliny j. pod kótou 1 510 Borišov)**

Výskyt prevažne stredotriasových ramsauských dolomitov veporika, ktoré sa nachádzajú na ploche  $0,940 \text{ km}^2$  južne od kóty 1 510 Borišov, takmer zo všetkých strán izolované súvrstvím karpatského keuperu, označujeme hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika v závere Necpalskej doliny južne pod kótou 1 510 Borišov – skrátene podborišovská hydrogeologická štruktúra. Jej priemerná nadmorská výška je  $1 057 \text{ m}$  a vystupuje z nej  $18$ , prevažne menších (do  $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) výverov podzemnej vody so sumárnou výdatnosťou  $16,771 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pri danej ploche jednorazový merný odtok z prameňov je  $17,79 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , pričom z polohy štruktúry a jej prírodných daností by sa dal očakávať sumárny odtok  $17,401 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri potenciálnej infiltrácii z efektívnych zrážok  $18,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  ( $584 \text{ mm}$ ). Do výpočtu tu vstupovala hodnota ročných zrážkových úhrnov  $1 075 \text{ mm}$  a priemernej ročnej teploty  $3,5 \text{ °C}$ . Zistený rozdiel v absolútnej hodnote registrovaného odtoku v prameňoch ( $-0,75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) aj v mernom odtoku ( $-0,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) je minimálny. Aj vzhľadom na izoláciu triasových karbonátov bridlicami karpatského keuperu je tu teda na mieste predpoklad, že z podborišovskej hydrogeologickej štruktúry nie je žiaden cezhraničný odtok podzemnej vody, teda že tu infiltrovaná podzemná voda neprestupuje skryto do iných oblastí. Uvedená kalkulácia sa týka koncentrovaných výverov podzemnej vody v prameňoch. Malík et al. (1993) považovali podborišovskú hydrogeologickú štruktúru za erozívne okno triasových karbonátov a v rokoch 1991 až 1993 tu realizovali merania prietoku na vstupných (horných) profiloch aj na výstupnom (najnižšom) profile horného toku Necpalského potoka. Za vstupné sa považovali profily 149, 150, 151, 152, 153, 153B a 154, výstupným bol profil 155 (Malík et al., 1993). Lokalizácia profilov zodpovedala vtedajším geologickým mapovým podkladom o rozšírení dolomitov a vápencov krížňanského príkrovu. Vyhodnotením meraní sa zistil celkový prírastok prietoku  $30,391 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $21,431 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $30,491 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Výsledky meraní sú uvedené v tab. 5.62. V hornej časti Necpalskej doliny (Hornoborišovskej doline) bola preto konštatovaná výrazná drenážna funkcia. Môžeme o nej hovoriť aj dnes: podľa zdokumentovaných meraní je zjavné, že do hydrometricky overovaného úseku toku okrem vody z prameňov skryto vstupuje aj ďalšie prietokové množstvo. Predpokladáme, že podložné dolomity drénujú aj nad nimi sa nachádzajúce vrstvy karpatského keuperu, jurských súvrství a mraznického súvrstvia. Plocha povodia nad profilom 155 (tab. 5.62) je asi  $4,0 \text{ km}^2$  a bolo na nej zdokumentovaných  $86$  prameňov so sumárnou výdatnosťou  $34,65 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , teda len dvakrát väčšou než odtok z „erozívneho okna“ či podborišovskej hydrogeologickej štruktúry pri štvornásobne väčšej ploche hodnotenej oblasti. Ak však k tomu pripočítame aj skryto prestupujúce množstvo z tab. 5.62 (asi  $25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), výsledné množstvo  $\sim 60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  na plochu  $\sim 4 \text{ km}^2$  dáva približný merný odtok  $\sim 15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . To by mohlo zodpovedať infiltračnej kapacite hodnotenej oblasti.

Najvýznamnejší sústredený výver podzemnej vody podborišovskej hydrogeologickej štruktúry je prameň č. 1 685 s celkovou výdatnosťou  $11,931 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Ide o tri bodové vývery na ľavom brehu potoka vo vzdialenosti do  $5 \text{ m}$  od jeho brehu. Zaujímavosťou je vyšší obsah dusitanov ( $\text{NO}_2^-$ ) vo vzorke, ktorá tu bola odobraná počas jeho dokumentácie pri mapovaní dňa 10. 7. 2004. Druhý v poradí (podľa zistenej výdatnosti) je o  $250 \text{ m}$  nižšie sa nachádzajúci prameň č. 1 669 pod dolomitovými skalami, taktiež na ľavom brehu potoka, s výdatnosťou však len  $1,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Tab. 5.62. Necpalský potok v závere Necpalskej doliny – prietok podľa meraní realizovaných v dňoch 12. 9. 1991, 25. 9. 1992 a 30. 6. 1993 (Malík et al., 1993) a zistené zvýšenie prietokového množstva.

Dátum		12. 9. 1991	25. 9. 1992	30. 6. 1993
Číslo profilu	Poloha profilu	Prietok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prietok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prietok [l . s <sup>-1</sup> ]
149	najvyšší prítok spod Ploskej	1,45	0,78	2,95
150	najvyšší prítok od chaty pod Borišovom	2,23	1,08	2,07
151	ľavostranný prítok z jz. časti Ploskej	3,12	3,43	4,12
152	ľavostranný prítok od kóty 1 340,1 Chyžky	0,84	0,1	0,65
153	pravostranný prítok z Hornoborišavskej dol. – meranie v strede	2,39	–	–
153B	pravostranný prítok z Hornoborišavskej doliny – meranie na ústí do Necpalského potoka	(6,00)	2,31	6,26
154	pravostranný prítok zo žľabu	0,00	0,00	0,00
155	Necpalská dolina – záverečný profil 12 m pod drevenou bídou	40,42	27,74	42,78
<b>Prírastok</b>		<b>+30,39</b>	<b>+21,43</b>	<b>+30,49</b>

### Hydrogeologická štruktúra Teplice – triasových karbonátov veporika v doline Teplice (Žarnovky) sv. od Hornej Štubne

Triasové karbonáty veporika vystupujúce v údolí toku Teplice (podľa iných zdrojov označovaného aj ako Žarnovka) na úseku dlhom zhruba 2 km, začínajúcom sa asi 500 m od sútoku Teplice a Bielej vody, sú odkryté prevažne na ľavom (južnom) brehu tohto povrchového toku. Hydrogeologickú štruktúru triasových karbonátov veporika v doline Teplice (Žarnovky) sv. od Hornej Štubne, ktorú tu tieto horniny tvoria, môžeme zjednodušene označovať ako hydrogeologickú štruktúru Teplice. Údaj o jej priemernej nadmorskej výške 683 m v tab. 5.23 ju zaraďuje k nízko položeným hydrogeologickým štruktúram triasových karbonátov – je druhá najnižšia v rámci veporika a celkove štvrtá najnižšia. Jej plocha 1,328 km<sup>2</sup> taktiež nie je veľká. Čo ju však robí veľmi zaujímavou, je absencia prameňov – v rámci hydrogeologického mapovania tu nebol zdokumentovaný ani jeden prirodzený výstup podzemnej vody. Pri predpokladanej hodnote efektívnych zrážok 9,29 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup> (293 mm) tu teoreticky celkove chýba okolo 12,3 l . s<sup>-1</sup> v prameňoch. Teoretické hodnoty boli vypočítané pri predpoklade priemerných ročných úhrnov zrážok 888 mm a priemernej ročnej teploty 6,1 °C. V práci Malíka et al. (1993) bola štruktúra Teplice označená ako „erózne okno odkrytých karbonátov krížňanského príkrovu na povrchovom toku Žarnovica v oblasti Čremošného“. V období troch sezón rokov 1991 až 1993 sa tu zrealizovali merania prietoku na hlavnom toku, ako aj na bočných ľavostranných prítokoch (Kozinec, Glazy, Čierna voda) s cieľom zistiť skrytú drenáž podzemnej vody povrchovými tokmi – údaje sú zosumarizované v tab. 5.63.

Zistené prírastky prietokového množstva +7,30 l . s<sup>-1</sup>, +8,92 l . s<sup>-1</sup> a v roku 1993 zistená strata -14,92 l . s<sup>-1</sup> však nesvedčia o významnejšej drenáži dolomitov povrchovým tokom a pohybujú sa v rámci chyby merania. Malé hodnoty prírastkov (+1,70 l . s<sup>-1</sup>, +1,66 l . s<sup>-1</sup> a +0,13 l . s<sup>-1</sup>) sa zistili na ľavostrannom prítoku Žarnovky v doline Kozinec, malé úbytky zas vo vedľajšej doline Glazy (-2,78 l . s<sup>-1</sup>, -0,29 l . s<sup>-1</sup> a +0,02 l . s<sup>-1</sup>). Na ďalšom ľavostrannom prítoku Žarnovica – Čiernej vode – sa zas relatívne vyššie hodnoty skrytých prírastkov alebo úbytkov vzájomne striedali (+11,25 l . s<sup>-1</sup>, -10,03 l . s<sup>-1</sup> a +11,47 l . s<sup>-1</sup>), takže hydraulická funkcia povrchového toku tu taktiež nebola jasná.

V súčasnosti sa nazdávame, že karbonáty (prevažne dolomity) veporika hydrogeologickej štruktúry Teplice tak ako väčšinu analogických štruktúr, ktoré sa analyzovali v západnej časti Veľkej Fatry, drénuje povrchový tok – potenciál ich „infiltračného príspevku“ ~12 l . s<sup>-1</sup> však poľahky zanikne v chybe meraní veľkého prietokového množstva povrchového toku Teplice/Žarnovky. Otázkou však ostáva, či aj voda povrchového toku – spolu s podzemnou vodou, ktorá tu chýba v prameňoch – nie je čiastočne drénovaná do iných oblastí, či napríklad nemôžu predstavovať infiltračnú oblasť výverov termálnej podzemnej vody v Turčianskych Tepliciach. Toto je však v súčasnosti len predmetom teoretickej špekulácie. Bez technických prác a systematického monitorovania hladín aj kvality vody nie je možné vysloviť jednoznačnejšie stanovisko.

Tab. 5.63. Povrchový tok Teplice (Žarnovky) v doline Žarnovica v oblasti Čremošného a jeho ľavostranné prítoky Kozinec, Glazy a Čierna voda – prietok podľa meraní realizovaných v dňoch 7. 10. 1991, 7. 10. 1992 a 29. 6. 1993 (Malík et al., 1993) a zistené hodnoty skrytých prírastkov alebo úbytkov prítokového množstva.

Dátum		7. 10. 1991	7. 10. 1992	29. 6. 1993
Číslo profilu	Poloha profilu	Prietok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prietok [l . s <sup>-1</sup> ]	Prietok [l . s <sup>-1</sup> ]
Čierna voda – vyšší úsek				
182	Čierna voda – hlavný tok nad pravostranným prítokom od kóty 905,2 Berákovo	75,93	–	–
183	pravostranný prítok od kóty 905,2 Berákovo	0,33	–	–
184	Čierna voda – hlavný tok pod pravostranným prítokom od kóty 905,2 Berákovo	69,23	–	–
Skrytý prírastok (+)/úbytok (–)		–7,03	–	–
Čierna voda – nižší úsek				
184	Čierna voda – hlavný tok pod pravostr. prítokom od k. 905,2 Berákovo	69,23	80,65	75,54
185	Čierna voda – hlavný tok pri ústí do Žarnovica/Teplice	80,48	70,62	87,01
Skrytý prírastok (+)/úbytok (–)		+11,25	–10,03	+11,47
Dolina Kozinec				
186	dolina Kozinec – tok asi 300 m nad mostom železničnej trate	0,92	0,16	1,76
187	dolina Kozinec – tok pri ústí do Žarnovica/Teplice	2,62	1,86	1,89
Skrytý prírastok (+)/úbytok (–)		+1,70	+1,66	+0,13
Dolina Glazy				
188	dolina Glazy – tok asi 500 m nad mostom železničnej trate	7,72	4,03	7,01
189	dolina Glazy – tok pri ústí do Žarnovica/Teplice	4,94	3,74	7,03
Skrytý prírastok (+)/úbytok (–)		–2,78	–0,29	+0,02
Všetky prítoky – skrytý prírastok (+)/úbytok (–)		+3,14	–8,46	+11,62
Dolina Teplice				
180	potok Žarnovica/Teplica 40 m pod mostom hlavnej cesty pod sútokom s Bielou vodou	199,73	217,03	271,11
181	pravostranný prítok Teplice/Žarnovica oproti Čiernej vode	0,64	0,41	0,71
185	Čierna voda – hlavný tok pri ústí do Žarnovica/Teplice	80,48	70,62	87,01
187	dolina Kozinec – tok pri ústí do Žarnovica/Teplice	2,62	1,82	1,89
189	dolina Glazy – tok pri ústí do Žarnovica/Teplice	4,94	3,74	7,03
193	pravý prítok potoka Žarnovica/Teplica 300 m nad profilom 192	0,03	0,02	0,15
192	hlavný tok Žarnovica/Teplica, záverečný profil pod odkryt. karbonátmi	295,74	309,23	352,99
Skrytý prírastok (+)/úbytok (–)		+7,30	+15,59	–14,91
Všetky úseky – skrytý prírastok (+)/úbytok (–)		+10,48	+7,13	–3,29

## Obeh podzemnej vody v hydrogeologických štruktúrach triasových karbonátov mezozoika tatrika

### Hydrogeologická štruktúra Kantora (hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov tatrika v Kantorskej doline)

Na oboch stranách doliny Kantorského potoka, vtesnané medzi hydrogeologickou štruktúrou Katovej skaly (veporikum) a Pod Lučencom (hronikum), vystupujú stredotriasové karbonáty (prevažne gutensteinské vrstvy), ktoré boli pri tvorbe geologickej mapy Veľkej Fatry (Polák et al., 1997) zaradené do tektonickej jednotky tatrika. Vzhľadom na ich oddelenie od hydrogeologickej štruktúry Katovej skaly horninami karpatského keuperu ich vyčleňujeme ako samostatnú hydrogeologickú štruktúru triasových karbonátov tatrika v Kantorskej doline, hydrogeologickú štruktúru Kantora. V práci Malíka et al. (1993) bola táto štruktúra pod skratkou „O1“ označená ako „južný svah Katovej skaly – Turčianska Štiavnička“. V tejto hydrogeologickej štruktúre s plochou 0,238 km<sup>2</sup> a priemernou nadmorskou výškou 613 m bolo zdokumentovaných iba 5 prameňov so sumárnou výdatnosťou 1,51 l . s<sup>-1</sup> a merným odtokom podzemnej vody vo forme prameňov 6,88 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>. Predpokladáme tu priemerné ročné zrážky

903 mm, priemernú ročnú teplotu vzduchu 6,0 °C a priemernú hodnotu efektívnych zrážok 331 mm ( $10,51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Oproti celkovému potenciálnemu odtoku ( $2,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) z tejto štruktúry odteká o  $-0,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  menej, čo je však (najmä pri zohľadnení možnej drenáže povrchovým tokom Kantorského potoka, ktorý túto štruktúru prerezáva) zanedbateľný rozdiel. Zaujímavejší je tu prameň zdokumentovaný pod číslom 1 263 pri päte ľavého svahu doliny Kantorského potoka s výdatnosťou  $0,68 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

### **Hydrogeologická štruktúra Prieložnica – Kľak [hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov tatrika medzi kótami Prieložnica (1 097) a Kľak (1 384)]**

Medzi kótami 1 097 Prieložnica a 1 384 Kľak v zóne hlavného hrebeňa západnej Veľkej Fatry, resp. v oblasti hrebeňa jeho bočnej rászochy vystupuje úzky pruh triasových karbonátov tatrika, ktorý je na východe zakončený jurskými súvrstviami tatrika v doline Kľackého potoka. Pruh karbonátov má výrazný sz.-jv. smer a podľa dominantných vrcholov ho nazývame hydrogeologickou štruktúrou Prieložnica – Kľak. Za týmto prerušením sa stáča na SV a pokračuje už ako samostatná hydrogeologická štruktúra Kečka – Turecké. Hydrogeologická štruktúra Prieložnica – Kľak je vyčlenená na ploche  $3,017 \text{ km}^2$  a jej priemerná nadmorská výška je 1 059 m. Malík et al. (1993) označovali túto hydrogeologickú štruktúru tatrika/obalovej jednotky skratkou „O2“. Touto hydrogeologickou štruktúrou sa vo svojej diplomovej práci zaoberala aj Mičková (1993). Podrobným hydrogeologickým mapovaním tu bolo v priebehu zostavovania tejto hydrogeologickej mapy zdokumentovaných 28 prameňov. Ich sumárna výdatnosť bola len  $15,03 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pri prepočte na plochu potom zo zdokumentovaných prameňov odteká len  $4,98 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  podzemnej vody vo forme prameňov. Už vzhľadom na priemernú nadmorskú výšku je evidentné, že väčšina podzemnej vody pravdepodobne skryto prestupuje do susedných oblastí alebo do povrchových tokov. Podľa údajov z tab. 5.24 môžeme pri danej ploche ( $3,017 \text{ km}^2$ ) toto prestupujúce množstvo odhadnúť na  $30,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , pretože z údajov o predpokladaných priemerných ročných zrážkach a priemernej ročnej teplote ( $967 \text{ mm}/3,7 \text{ °C}$ ) boli vypočítané efektívne zrážky  $475 \text{ mm}$  ( $15,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Ak z nich v prameňoch odteká len  $4,98 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a zistený rozdiel ( $-10,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) prenásobíme veľkosťou plochy hydrogeologickej štruktúry, dostaneme hodnotu celkového deficitu ( $30,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Teoretický odtok podzemnej vody by tu totiž mal dosahovať hodnotu  $45,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Ako však už bolo uvedené v predchádzajúcom texte v prípade troch hydrogeologických štruktúr veporika nachádzajúcich sa v susedstve (Chládkové – Nižné Krátko, Beňkova – Brdce, Vrchmúr – Podhradie), tieto štruktúry sú zrejme iba čiastkovými hydrogeologickými štruktúrami, pretože sú navzájom prepojené spoločným obehom podzemnej vody, a to aj s hydrogeologickou štruktúrou karbonátov tatrika Prieložnica – Kľak. Dôvodom sú výsledky zistené na prameni č. 1 504 Dolina/Hradská: veľmi nízka priemerná hodnota  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $-10,73 \text{ ‰}$ , veľmi vyrovnaný priebeh jej zmien v čase a spodotriasový pôvod (verfén, resp. lúžňanské súvrstvie) sulfátu rozpusteného vo vode (priemerne  $62,9 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) podľa izotopového zloženia sulfatickej síry  $\delta^{34}\text{S}$  ( $18,25 \text{ ‰}$ ; Malík et al., 1993). Ďalšími argumentmi boli preplynenie vody prameňa Dolina/Hradská voľným  $\text{CO}_2$ , čo by malo podporovať názor o hlbokom obehú jeho vody a prípadnom sytení oxidom uhličitým zo zlomu, ktorý pravdepodobne prebieha dolinou, stabilná a súčasne zvýšená teplota vody ( $11,1$  až  $11,6 \text{ °C}$ ) svedčiaca o hlbšom obehú a napokon výsledky bilančnej súvahy uvedené v texte o spomenutých hydrogeologických štruktúrach veporika. Vodárensky využívaný prameň č. 1 504 Dolina/Hradská s priemernou výdatnosťou  $33,99 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  teda spájame predovšetkým s hydrogeologickou štruktúrou karbonátov tatrika Prieložnica – Kľak napriek tomu, že sa nachádza na okraji hydrogeologickej štruktúry karbonátov veporika Vrchmúr – Podhradie.

Všetky štyri uvedené hydrogeologické štruktúry (Chládkové – Nižné Krátko, Beňkova – Brdce, Vrchmúr – Podhradie) veporika, ako aj tatrika (Prieložnica – Kľak) sú v dôsledku svojho prepojenia prostredníctvom aktívneho zlomu prechádzajúceho obcou Podhradie a dolinou Hradského potoka zrejme iba čiastkovými hydrogeologickými štruktúrami, pretože sú navzájom prepojené spoločným obehom podzemnej vody. Názov tejto „spoločnej hydrogeologickej štruktúry“ bol špecifikovaný ako „**hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika a tatrika medzi Podhradím, Nižným Krátkom a kótou 1 394 Kľak**“ (Podhradie – Nižné Krátko – Kľak). Plocha odkrytých karbonátov je spolu  $14,416 \text{ km}^2$ , priemerná nadmorská výška  $878 \text{ m}$ , priemerná ročná teplota  $4,9 \text{ °C}$ , priemerné ročné zrážky  $953 \text{ mm}$  a priemerné efektívne zrážky  $419 \text{ mm}$  ( $13,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), kde sa zistil odtok z prameňov  $103,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a skryté prestupy vody do Podhradského potoka  $\sim 40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Najdôležitejšie koncentrované

výstupy podzemnej vody sú tu pramene č. 1 504 Dolina/Hradská jv. od obce Podhradie ( $\sim 35 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), kde podzemná voda vystupuje po zlome prechádzajúcom dolinou neďaleko bariéry tvorenej bridlicami karpatského keuperu (regionálnym hydrogeologickým izolátorom), a prameň č. 2 585 Nižné Krátko jz. od Ľubochny ( $\sim 171 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), kde podzemná voda vystupuje z gutensteinských vápencov na ich kontakte s lunzskými vrstvami veporika. Celkový infiltračný potenciál celej štruktúry  $\sim 190 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  však nie je plne pokrytý uvedenými známymi výstupmi podzemnej vody ( $\sim 103 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v prameňoch a  $\sim 401 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v identifikovaných skrytých prestupoch). Predpokladáme, že ďalších  $\sim 40$  až  $\sim 50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  podzemnej vody pravdepodobne skryto prestupuje do Ľubochnianky jej ľavými prítokmi z dolinky od sedla „Hore Fatrou“ a dolinky pri chate Lúčka (pod lyžiarskym vlekom).

Oblasť údolia Podhradského potoka medzi prameňom č. 1 504 Dolina/Hradská a dolnou časťou obce Podhradie predstavuje pravdepodobne tektonicky podmienenú zónu drenáže, kde sa odvodňujú tri čiastkové hydrogeologické štruktúry: Vrchmúr – Podhradie, Beňkova – Brdce (triasové karbonáty veporika) a Prieložnica – Kľak (triasové karbonáty tatrika). Vo výstupových vetvách údolia Podhradského potoka sa mieša voda rôznej hĺbky (a dĺžky) obehu. Spolu tu vystupuje zhruba  $75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , a to jednak v sústredenom výstupe z prameňa Dolina/Hradská ( $\sim 35 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), jednak v skrytých prestupoch do povrchového toku ( $\sim 40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

Ostatné pramene hydrogeologickej štruktúry Prieložnica – Kľak vystupujú vo vysokých častiach pri hrebeni na kontakte so spodnotriasovým podložím karbonátov (lúžňanským súvrstvom) alebo aj – v malom počte prípadov – s ich nadložím. Najväčším prameňom vystupujúcim na okraji hydrogeologickej štruktúry Prieložnica – Kľak je však prameň č. 2 416, zdokumentovaný ako „Prameň mládeže“ (R. Černák a S. Mikita) pod zákrutou lesnej cesty pri križovaní lesnej cesty a zelenej turistickej značky vedúcej pod Kľak. Jeho výdatnosť bola  $7,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a vyvieral na dne dolinky Kľackého potoka z gutensteinských vápencov tatrika na kontakte so škvrnitými slienitými vápencami allgäuských vrstiev (tatrikum). Zaujímavý je aj výver prameňa č. 1 647 spod hrebeňa (vo výške 785 m n. m.) na ľavom svahu dolinky pravého prítoku Štiavnického potoka v machu s veľkou travertínovou kopou s výdatnosťou  $1,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

### **Hydrogeologická štruktúra Kečka – Turecké [hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov tatrika v oblasti kóty Kečka (932) a dolinou Turecké na z. svahoch Ľubochnianskej doliny]**

Hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov tatrika vystupujúcich na západných svahoch Ľubochnianskej doliny v oblasti medzi kótou 932 Kečka a dolinou Turecké je súčasťou synklinálnej stavby tatrika a veporika v sz. časti Veľkej Fatry. Sklon osi synklinály nachádzajúcej sa medzi Sklabiňou a Ľubochnou smeruje pod malým uhlom na SZ, bližšie k jej jadru sa nachádzajú vyššie príkrovové členy – hydrogeologické štruktúry karbonátov veporika (Chládkové – Nižné Krátko, Beňkova – Brdce, Vrchmúr – Podhradie) a vzdialenejšie sú tatrikové triasové karbonáty hydrogeologických štruktúr Prieložnica – Kľak a Kečka – Turecké. Kým pruh triasových dolomitov a vápencov hydrogeologickej štruktúry Prieložnica – Kľak má výrazný sz.-jv. smer a je na východe v doline Kľackého potoka zakončený jurskými súvrstvami tatrika, za týmto prerušením sa priebeh tatrika stáča na SV a pokračuje samostatnou hydrogeologickou štruktúrou Kečka – Turecké s celkovou plochou odkrytých karbonátov  $0,840 \text{ km}^2$ . Ich priemerná nadmorská výška je 678 m. K hydrogeologickej štruktúre Kečka – Turecké bolo priradených 17 prameňov so spoločnou výdatnosťou  $7,86 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Jednorazový merný odtok z prameňov pri danej ploche je  $9,35 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , pričom z polohy štruktúry pri daných prírodných pomeroch jej okolia by sa dal očakávať sumárny odtok  $10,91 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri potenciálnej infiltrácii z efektívnych zrážok  $13,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  ( $411 \text{ mm}$ ). Výpočet vychádzal z hodnoty ročných zrážkových úhrnov  $972 \text{ mm}$  a priemernej ročnej teploty  $5,7 \text{ }^\circ\text{C}$ . Rozdiel medzi zisteným a potenciálnym merným odtokom predstavuje  $-3,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , t. j. z hydrogeologickej štruktúry Kečka – Turecké odteká v absolútnej hodnote o  $3,11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  podzemnej vody menej, než by teoreticky malo. Časť vody sa však môže skryto odvodňovať do Ľubochnianky, resp. jej aluviálnych náplavov v oblasti ústia dolinky Baková – Chmelínek (západne od ústia doliny Veľký Kračkov), kde strednotriasové karbonáty klesajú na najnižšie miesta svojho rozšírenia v rámci štruktúry a zároveň sa ponárajú pod fluviálne náplavy Ľubochnianky. Dva väčšie pramene odvodňujúce hydrogeologickú štruktúru Kečka – Turecké, výdatnosťou presahujúce  $1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , nájdeme v dolinke Kamenná Murínka na západnom brehu



Ľubochnianky: ide o vývery č. 2 663 a 2 669 s výdatnosťou  $1,37 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , resp.  $2,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pod označením „O3“ – „západné úbočie Ľubochnianskej doliny“ – nájdeme zmienky o tejto hydrogeologickej štruktúre aj v práci Malíka et al. (1993).

### **Podjarabinská hydrogeologická štruktúra (hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov tatrika v oblasti medzi závermi Kornietovej a Jarabinskej doliny)**

Na hlavnom hrebene západnej Veľkej Fatry v oblasti medzi závermi Kornietovej a Jarabinskej doliny asi 800 m jvv. od kóty 1 314 Jarabina v priemernej nadmorskej výške 1 183 m sa na ploche  $0,141 \text{ km}^2$  nachádza čiapka stredotriasových ramsauských dolomitov tatrika. Predpokladaná priemerná ročná teplota vzduchu tu je asi  $4,0 \text{ }^\circ\text{C}$  a predpokladané priemerné ročné zrážkové úhrny sú  $998 \text{ mm}$ . Z týchto údajov odvodená priemerná hodnota efektívnych zrážok je  $498 \text{ mm}$  ( $15,79 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) a z danej plochy štruktúry by teoreticky mohlo sumárne odtekať  $\sim 2,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  podzemnej vody. Hydrogeologickým mapovaním sa v tejto oblasti zdokumentovalo 10 prameňov, ktoré na základe svojich vlastností (vyšších hodnôt mernej elektrickej vodivosti EC v prostredí granodioritov a kremencov) boli priradené k Podjarabinskej hydrogeologickej štruktúre. Sumárna hodnota ich výdatnosti bola  $3,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , merný odtok z prameňov by potom dosahoval  $22,26 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Toto je zhruba o  $6,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , resp. o  $0,90 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  viac ako teoretický predpoklad infiltrácie. Pramene sú však zdokumentované na väčšej ploche, ako je plocha štruktúry, a spôsob ich pričlenenia na základe hodnôt EC mohol zahrnúť aj pramene, ktorých mineralizácia bola ovplyvnená kontaktom s karbonátovou sutinou a ich voda nemusela bezprostredne obiehať v dolomitoch vlastnej štruktúry. Podstatné je, že sa hydrogeologickou dokumentáciou podarilo zistiť pravdepodobne všetky miesta odvodňovania podjarabinskej hydrogeologickej štruktúry. Poloha výdatnejších výverov pod jej v. a j. okrajom v záveroch dolín Jarabinská (pramene č. 2 066 s výdatnosťou  $0,36 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a 2 083 s výdatnosťou  $1,53 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a Kornietová (prameň č. 1 917 s výdatnosťou  $0,76 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) tiež naznačuje smer sklonu málo priepustného podložía (kremencov lúžňanského súvrstvia) na JV.

### **Hydrogeologická štruktúra Kornietovej (hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov tatrika v oblasti medzi Kornietovou a Jarabinskou dolinou)**

Uvedená hydrogeologická štruktúra bola vyčlenená aj v práci Malíka et al. (1993) ako „kryha karbonátov medzi Kornietovou a Jarabinskou dolinou“. Tento opis ostáva naďalej platný, aj keď geologické mapové podklady sa medzičasom mierne zmenili. V práci z roku 1993 bola označená ako predpokladaná súčasť krížňanského príkrovu – veporika – kódom „K13“, v súčasnosti sa tieto karbonáty považujú za tatrické. Centrom kryhy (čiapky) triasových karbonátov tatrika je kóta 1 187 Jarabinská skala. V ich podloží – podobne ako v prípade už opísanej susednej podjarabinskej hydrogeologickej štruktúry – sa nachádzajú kremence lúžňanského súvrstvia, prípadne priamo granodiority Ľubochnianskeho masívu. S prihliadnutím na vyššie hodnoty mernej elektrickej vodivosti EC, ktoré signalizujú obeh podzemnej vody v karbonatickom prostredí, sa pri vyhodnocovaní hydrogeologickej dokumentácie priradili k hydrogeologickej štruktúre Kornietovej aj pramene, zdanlivo vyvierajúce v prostredí podložných kremencov a granodioritov. Spolu tu bolo takto opísaných 20 prirodzených výverov podzemnej vody so sumárnou výdatnosťou  $11,39 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Merný odtok má hodnotu  $9,46 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , pretože plocha štruktúry je  $1,204 \text{ km}^2$ . Jej priemerná nadmorská výška je  $986 \text{ m}$  a predpokladáme tu priemernú ročnú teplotu vzduchu  $4,5 \text{ }^\circ\text{C}$ . Pri priemerných ročných zrážkových úhrnoch  $1 020 \text{ mm}$  predpokladáme efektívne zrážky  $504 \text{ mm}$ , resp.  $15,98 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Je to zhruba o  $6,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  viac než zdokumentovaný sumárny odtok – chýba teda ďalších  $7,95 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  odtekajúcej vody. Vzhľadom na geologickú stavbu štruktúry a jej polohu vo forme „čiapky“ na málo priepustnom podloží predpokladáme vysoké rozkolísanie výdatnosti prameňov: väčšina vody odteká bezprostredne za jarným topením snehu. Pramene sa vyskytujú na okrajoch štruktúry ako vrstvomé pramene alebo pod jej okrajmi ako sutinovo-vrstvomé pramene. Predpokladáme, že štruktúra nemá podmienky na vytvorenie bazénu s väčšou akumuláciou. Časť podzemnej vody zo štruktúry môže ešte skryto smerovať do toku v Kornietovskej doline, ktorý je tu na krátkom, asi 300 m dlhom úseku v bezprostrednom kontakte s ramsauskými dolomitmi tatrika. Väčšie pramene sa nachádzajú na južnej strane hydrogeologickej štruktúry v Kornietovskej doline.

ne (č. 2 172 s výdatnosťou  $1,89 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), ale najmä na jej východnej strane, privrátenej k Ľubochianskej doline (č. 2 513 s výdatnosťou  $0,85 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , ale najmä č. 2 516 s výdatnosťou  $5,68 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Na východ, resp. juhovýchod je zrejme sklonené aj málo priepustné podložie gutensteinských vápencov a dolomitov a ramsauských dolomitov stredného triasu, ktoré budujú hydrogeologickú štruktúru Kornietovej.

### **Hydrogeologická štruktúra Heleny (hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov tatrika v oblasti kóty 987 Helena medzi dolinami Kornietovou a Nižnou Štefanovou)**

Treťou z hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov tatrika v západnej časti Veľkej Fatry je čiapka ramsauských dolomitov stredného triasu v oblasti vrcholovej časti kóty 987 Helena (medzi dolinami Kornietovou a Nižnou Štefanovou) s plochou iba  $0,122 \text{ km}^2$  a priemernou nadmorskou výškou 908 m. Priemerné ročné efektívne zrážky  $515 \text{ mm}$  ( $16,30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) boli v tejto oblasti vypočítané z priemernej ročnej teploty vzduchu  $4,9 \text{ }^\circ\text{C}$  a priemerných ročných zrážkových úhrnov  $1\,040 \text{ mm}$ . Zistená skutočnosť z výdatnosti prameňov (merný odtok  $17,17 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , rozdiel  $+0,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) zodpovedá tomuto očakávaniu. Tak ako v predchádzajúcich dvoch prípadoch, na priradenie prameňov k tejto štruktúre sa použila hodnota mernej elektrickej vodivosti EC, signalizujúca obeh podzemnej vody v karbonatickom prostredí. Celkove sme takto k štruktúre Heleny pričlenili spolu 18 prameňov so sumárnou výdatnosťou  $2,09 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Je to porovnateľné s očakávaním vyplývajúcim z výpočtu efektívnych zrážok  $1,99 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Malík et al. (1993) pomenovali túto oblasť ako „kryhu karbonátov medzi dolinami Kornietovou a Nižnou Štefanovou“ a označili ju kódom „K13“, pretože dolomity sa v tom čase považovali za súčasť krížňanského príkrovu – veporika. Zdokumentované pramene sú tu rovnomerne rozptýlené na všetkých svahoch kóty 987 Helena a majú prevažne nízku výdatnosť – ani jeden neprevyšuje  $0,35 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

### **Erozívne okná triasových karbonátov tatrika a veporika**

Hydrogeologický význam erozívnych okien triasových karbonátov veporika a miestami aj tatrika vystupujúcich izolovane alebo systematicky v pásme stredných a horných častí dolín na západnej strane pohoria v Sklabinskej a Hornojasenskej doline bol v minulosti predmetom rozličných úvah. Predpokladala sa potenciálna dotácia niektorých výverov obyčajnej alebo aj minerálnej podzemnej vody vodou prestupujúcou do podložia z povrchových tokov prechádzajúcich týmito dolinami, najmä vo východnej časti Veľkej Fatry (Ploská – Staré Hory; Kullman a Kršák, 1972). Takéto prepojenie sa však predtým systematicky meraniami nesledovalo. Malík et al. (1993) neskôr na základe meraní prietoku povrchovej vody vstupujúcej a vystupujúcej z oblastí plôch karbonátov veporika narezaných morfológiou terénu preukázali predovšetkým vstup podzemnej vody do povrchových tokov v erozívnych oknách stredno-triasových karbonátov veporika (s výnimkou okna triasových vápencov a dolomitov tatrika v závere Belianskej doliny Veľkej Fatry, kde sa pri meraniach v najsuchšom období roku 1992 strácalo prietokové množstvo  $19,34 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Na ostatných erozívnych oknách vystupujúcich v rámci západnej časti Veľkej Fatry sa teda zaznamenala ich drenážna funkcia vo vzťahu k okoliu spojená s prírastkom prietokového množstva po prúde, v niektorých prípadoch sa zistila hydraulická pasivita – nekomunikovanie s okolím. Ukázalo sa aj to, že táto drenážna funkcia je odrazom stavu prietoku, a najmä vo vyšších častiach dolín v suchých obdobiach prestupujúce množstvo z drénovaného okolia klesá temer až na nulu (Malík et al., 1993). Na jednotlivých erozívnych oknách v západnej časti Veľkej Fatry sa ich hydraulická funkcia overovala tromi jednorazovými meraniami prietoku počas troch letných sezón rokov 1991 – 1993 (Malík et al., 1993). Zistené výsledky zodpovedajú vtedajším geologickým mapovým podkladom a viacej o nich je v ďalšom texte.

### **Erozívne okno triasových karbonátov veporika v oblasti Sklabinskej doliny**

V oblasti Sklabinskej doliny sa začiatkom 90. rokov 20. storočia predpokladala existencia dvoch erozívnych okien triasových karbonátov krížňanského príkrovu (veporika) nachádzajúcich sa nad sebou. Vyššie z nich, tvorené ramsauskými dolomitmi, sa nachádza aj na geologickej mape Veľkej Fatry z roku 1996 (Polák et al., 1997) asi 600 m j. až jjv. pod kótou 1 041 Lučenec v oblasti prameňov č. 1 293 a 1 299. Jeho hydraulická funkcia sa hydrometricky overovala meraniami na profiloch 171, 172 a 173 v roku 1991. Zistil sa tu malý prírastok prietoku,  $0,61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V ďalšom období sa už merania nerobili.

Na predpokladanom dolnom erozívnom okne karbonátov veporika sa v rokoch 1991, 1992 a 1993 postupne na profiloch 173, 174 a 175 namerali skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku  $+2,74 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $+2,60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $+4,31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Záverečný profil 175 bol situovaný na hlavnom toku v nadmorskej výške okolo 640 m. Súčasná geologická mapa však na tomto úseku dokumentuje iba súvrstvia jury a kriedy, podľa čoho toto druhé, nižšie erozívne okno triasových karbonátov veporika neexistuje. Ako vidno z výsledkov meraní v tab. 5.64, drenážny účinok toku zasahuje v malej miere aj do týchto, hydrogeologicky menej produktívnych súvrství.

Na nižšie položenom toku Sklabinskej sa realizovali ďalšie merania prietoku dňa 17. 9. 2004. Ich cieľom bolo overiť hydraulickú funkciu toku na kontakte pohoria a kotliny. Expedičné úsekové meranie prietoku na Sklabinskom potoku vykazuje medzi profilmi Skla P1 a Skla P2 skryté prestupy podzemnej vody z kužeľov suchých dolín do povrchového toku  $5,99 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Nižšie, na úseku Skla P8 – Skla P9 a Skla P10 – Skla P11, nastáva infiltrácia z povrchového toku do kvartérnych aluviálnych náplavov Sklabinského potoka s celkovou hodnotou  $-16,25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $-9,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $-7,24 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Merania sú zdokumentované v tab. 5.65 a na obr. 5.59.

Tab. 5.64. Povrchový tok Sklabinská v Sklabinskej doline – prietok podľa meraní realizovaných v dňoch 5. 10. 1991, 23. 9. 1992 a 7. 7. 1993 (Malík et al., 1993) a zistené hodnoty skrytých prírastkov alebo úbytkov prietokového množstva.

Dátum		5. 10. 1991	23. 9. 1992	7. 7. 1993
Čís. profilu	Poloha profilu	Prietok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]		
Sklabinská – vyšší úsek				
171	Sklabinská – hlavný tok – pravá strana pod kótou 947,0	0,05	–	–
172	ľavostranný prítok	0,02	–	–
173	Sklabinská – hlavný tok oproti chate (asi 20 m)	0,68	–	–
Skrytý prírastok (+)/úbytok (–)		+0,61	–	–
Sklabinská – nižší úsek				
173	Sklabinská – hlavný tok oproti chate (asi 20 m)	0,68	0,61	1,19
174	Sklabinská – prítok zľava spod kóty 1 022 Lúka/Tisové	0,49	0,40	0,63
175	Sklabinská – hlavný tok, 640 m n. m.	3,91	3,61	6,13
Skrytý prírastok (+)/úbytok (–)		+2,74	+2,60	+4,31

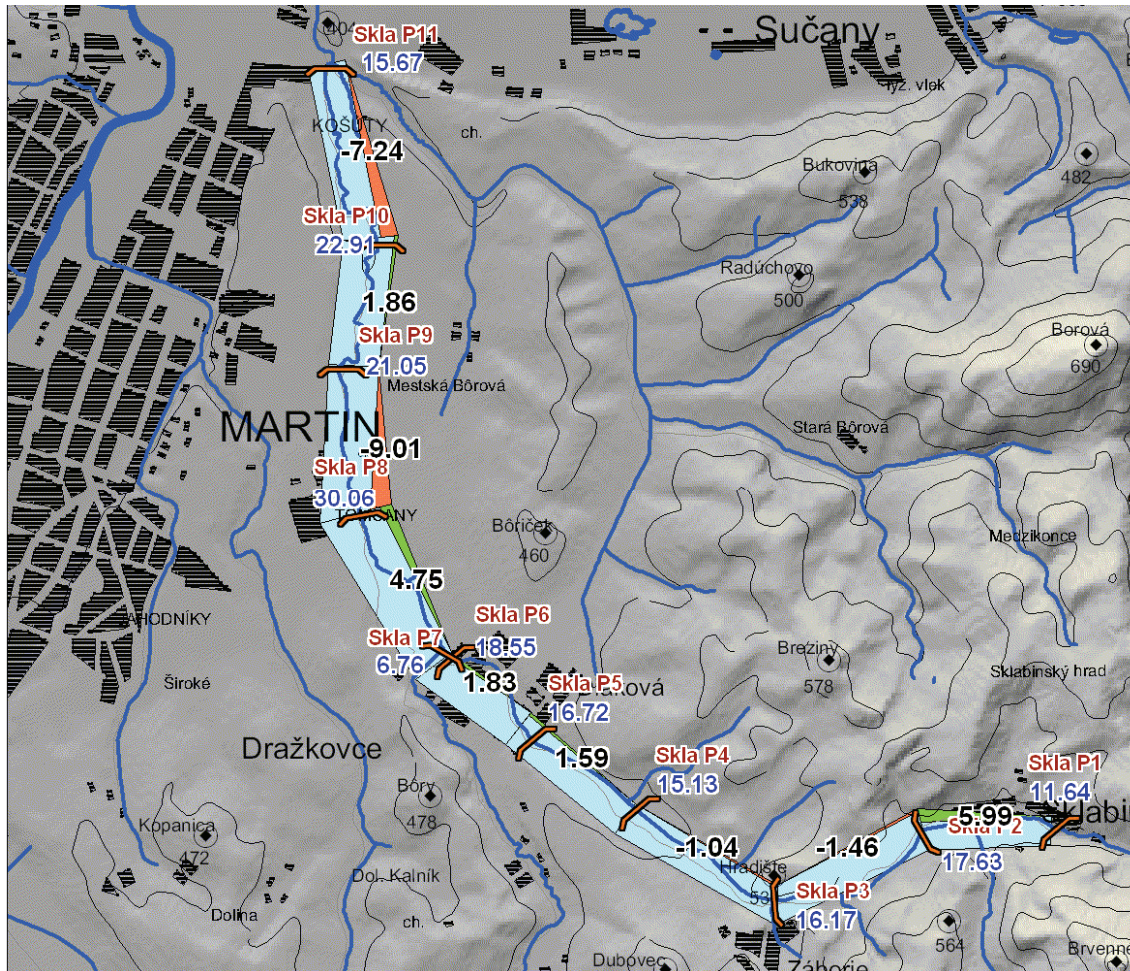
Tab. 5.65. Sklabinská dolina – povrchový tok Sklabinská – zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku 17. 9. 2004.

Profil	Vodný tok	X (JTSK)	Y (JTSK)	Hlavný tok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prítok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Prírast./úbyt. [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Chyba merania [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]
Skla P1	Sklabinský potok	-425 106,5	-1 193 396,6	11,64			
Skla P2	Sklabinský potok	-425 972,3	-1 193 432,5	17,63		+5,99	0,88
Skla P3	Sklabinský potok	-426 942,7	-1 193 887,6	16,17		-1,46	0,81
Skla P4	Sklabinský potok	-427 868,8	-1 193 267,3	15,13		-1,04	0,76
Skla P5	Sklabinský potok	-428 546,8	-1 192 811,8	16,72		+1,59	0,84
Skla P6	Sklabinský potok	-429 080,6	-1 192 279,3	18,55		+1,83	0,93
Skla P7	Sklabinský potok	-429 133,6	-1 192 227,5		6,76		
Skla P8	Sklabinský potok	-429 670,5	-1 191 332,1	30,06		+4,75	1,50
Skla P9	Sklabinský potok	-429 798,3	-1 190 358,4	21,05		-9,01	1,05
Skla P10	Sklabinský potok	-429 558,5	-1 189 541,6	22,91		+1,86	1,15
Skla P11	Sklabinský potok	-429 882,8	-1 188 385,0	15,67		-7,24	0,78

### Erozívne okno triasových karbonátov veporika v oblasti Hornojasenskej doliny

Existencia erozívneho okna triasových karbonátov veporika nachádzajúceho sa južne od kóty 1 022 Lúka/Tisové v oblasti stredného toku Vôdky v Hornojasenskej doline sa potvrdila aj na geologickej mape Veľkej Fatry z roku 1997 (Polák et al., 1997). Jeho hydraulická funkcia sa overovala meraniami prietoku na profiloch 168 a 169 v rokoch 1991 až 1993 (Malík et al., 1993). Zistili sa tu skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku  $+5,98 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $+3,90 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a skrytá strata  $-5,77 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Zistenú

stratu prietokového množstva pri meraní z roku 1993 by sme mohli pripísať aj relatívnej chybe vyplývajúcej z presnosti merania. Drenážny účinok toku Vôdky teda ani tu nemá veľký dosah. Merania sú zdokumentované v tab. 5.66.



Obr. 5.59. Sklabinská dolina – povrchový tok Sklabinská – výsledky merania prietoku zo dňa 17. 9. 2004.

Tab. 5.66. Povrchový tok Vôdky v Hornojasenskej doline – prietok podľa merania realizovaného v dňoch 4. 10. 1991, 24. 9. 1992 a 2. 7. 1993 (Malík et al., 1993) a zistené hodnoty skrytých prírastkov alebo úbytkov prietokového množstva.

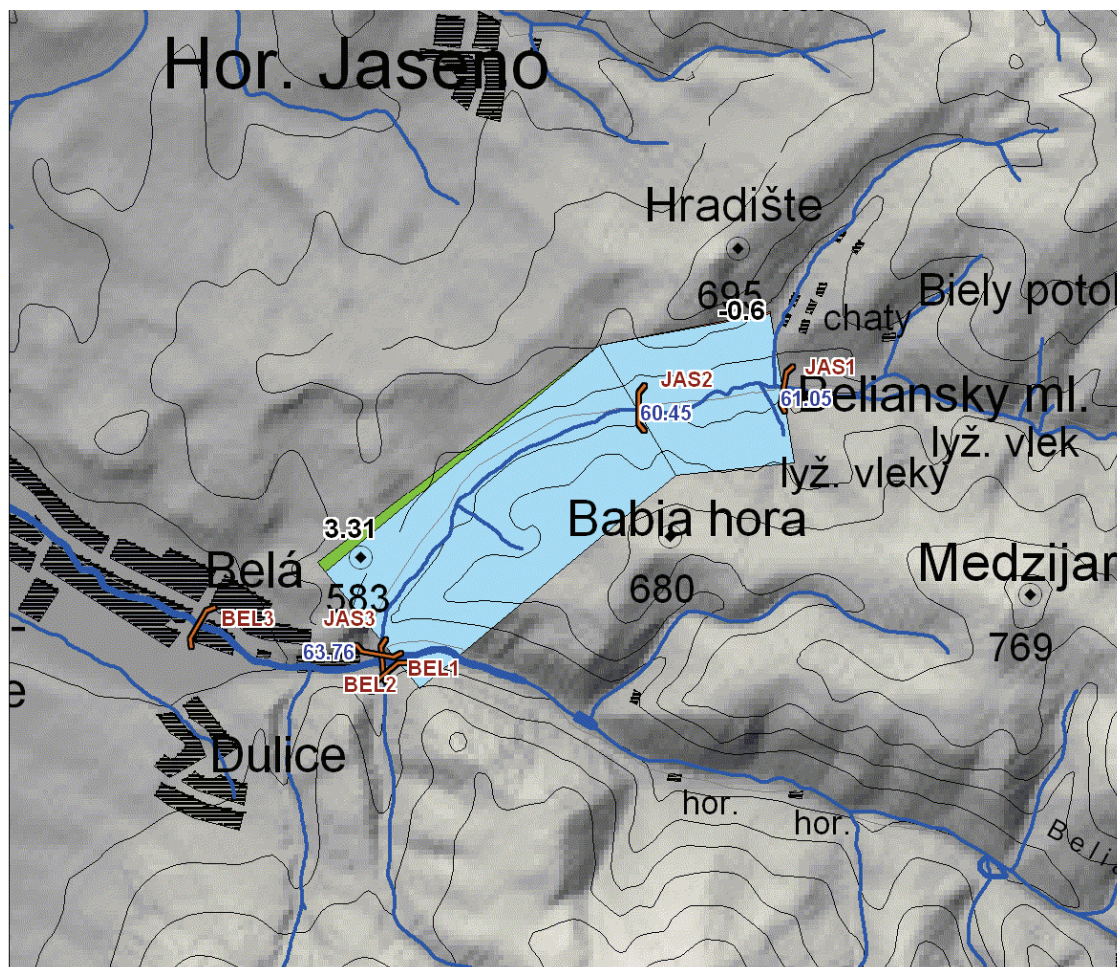
Dátum		4. 10. 1991	24. 9. 1992	2. 7. 1993
Číslo profilu	Poloha profilu	Prietok [ $l \cdot s^{-1}$ ]		
168	Vôdky – hlavný tok, 680 m n. m.	40,81	25,34	127,24
169	Vôdky – hlavný tok 100 m nad vodným zdrojom, 620 m n. m.	46,79	29,24	121,47
Skrytý prírastok (+)/úbytok (-)		+5,98	+3,90	-5,77

Na nižšie položených časti toku Vôdky sa realizovali ďalšie merania prietoku 13. 9. 2004. Merania sú zdokumentované v tab. 5.67 a na obr. 5.60. Ich cieľom bolo overiť hydraulickú funkciu toku dolnej časti doliny, kde bola v minulosti na starších geologických mapách zdokumentovaná prítomnosť strednotriaso-  
sových karbonátov veporika.

Tab. 5.67. Hornojasenská dolina – povrchový tok Vôdky – zisťovanie vzájomnej komunikácie vody medzi povrchovým tokom a horninovým prostredím meraním prietoku 13. 9. 2004.

Profil	Vodný tok	X (JTSK)	Y (JTSK)	Hlavný tok [ $l \cdot s^{-1}$ ]	Prítok [ $l \cdot s^{-1}$ ]	Prírast./úbyt. [ $l \cdot s^{-1}$ ]	Chyba merania [ $l \cdot s^{-1}$ ]
JAS1	Jasenská dolina	-425 298,4	-1 197 056,3	61,05			
JAS2	Jasenská dolina	-425 877,4	-1 197 136,8	60,45		-0,60	3,02
JAS3	Jasenská dolina	-426 909,6	-1 198 111,5	63,76		3,31	3,19





Obr. 5.60. Hornojasenská dolina – povrchový tok Vódky – výsledky merania prietoku zo dňa 13. 9. 2004.

### Erozívne okno triasových karbonátov tatrika v oblasti hornej časti Belianskej doliny

V hornej časti Belianskej doliny vystupuje poloha stredno- a vrchnotriasových vápencov a dolomitov obalovej sekvencie – tatrika – obnažená eróziou Belianskeho potoka. Úsekovými meraniami prietoku sa tu v rokoch 1991 – 1993 (Malík et al., 1993) overovali možné straty alebo prírastky prietokového množstva na profiloch 135, 136, 137 a 138. Zistili sa tu skryté straty z povrchového toku  $-3,45 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $-14,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a  $-8,49 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Zistené straty môžu byť spojené s prameňom Pod Havranom (kat. č. SHMÚ 694, dok. č. 1 376) alebo s prameňom Lazce na lokalite Necpaly (kat. č. SHMÚ 675, dok. č. 556). Merania sú zdokumentované v tab. 5.68.

Tab. 5.68. Povrchový tok Belianskeho potoka v hornej časti Belianskej doliny – prietok podľa meraní v dňoch 11. 9. 1991, 24. 9. 1992 a 1. 7. 1993 (Malík et al., 1993) a zistené hodnoty skrytých prírastkov alebo úbytkov prietokového množstva.

Dátum		11. 10. 1991	24. 9. 1992	1. 7. 1993
Č. profilu	Poloha profilu	Prietok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]		
135	Beliansky potok – hlavný tok 300 m nad pravostranným prítokom z Došnej doliny	17,36	17,97	121,59
136	ľavostranný prítok z Došnej doliny – ľavá vetva	6,72	4,97	15,48
137	ľavostranný prítok z Došnej doliny – pravá vetva	0,47	0,44	1,53
138	Beliansky potok – hlavný tok 10 m pod mostom, 300 m nad prítokom z Lučecného	21,10	9,10	130,11
Skrytý prírastok (+)/úbytok (-)		-3,45	-14,28	-8,49

Ďalšie erozívne okná triasových karbonátov tatrika alebo veporika, o ktorých sa uvažovalo v práci Malíka et al. (1993), sa už konfrontáciou s novšou geologickou mapou (Polák et al., 1997) nepotvrdili.



V nasledujúcej tab. 5.69 uvádzame dokumentáciu všetkých dlhodobu režimovo pozorovaných prameňov v západnej časti Veľkej Fatry. Väčšina pozorovaných prameňov má totiž svoje infiltračné oblasti v triasových karbonátoch veporika a hronika (v tatriku nie je pozorovaný žiaden prameň). Vo viacerých prípadoch sa pri jednom prameni môže vyskytovať niekoľko výsledkov pozorovaní v závislosti od rozdielnych období sledovania alebo pozorujúceho subjektu (SHMÚ, vodárenské podniky).

### Hydrogeologický celok hornín kryštalinika

Kryštalinikum v západnej časti Veľkej Fatry je prevažne súčasťou tektonickej jednotky tatrika, aj keď malá časť prevažne metamorfovaných hornín patrí aj do veporika. Väčšinu hornín tu tvoria granitoidy – lipovské granity (18,708 km<sup>2</sup>, 67 % plochy kryštalinika), ľubochnianske leukogranity (3,681 km<sup>2</sup>, 13 %) a kornietovské granodiority (5,327 km<sup>2</sup>, 19 %). Spoločná plocha hornín kryštalinika je teda 27,716 km<sup>2</sup>. Kryštalinikum zaberá veľkú, temer jednoliatu plochu v centrálnej časti pohoria – ľubochnianský masív.

V oblasti ľubochnianskeho masívu vystupujú granitoidy v údolných aj hrebeňových častiach pohoria, kde sú vystavené relatívne vyššej dotácii efektívnymi zrážkami. Infiltrovaná zrážková voda však hydrogeologický celok hornín kryštalinika transformuje do veľkého množstva malých prameňov, charakter horninového prostredia nenapomáha sústredeniu podzemnej vody do väčších, koncentrovanejších výstupov. Prehľad výsledkov dokumentácie prameňov v jednotlivých horninových typoch – ľubochnianskych muskovitických a biotiticko-muskovitických leukogranitoch, lipovských dvojsľudových granitoch a kornietovských biotitických a muskoviticko-biotitických granodioritoch – je uvedený v kapitole 5.1, v tab. 5.19 a 5.20. Vo všetkých horninách (plocha 27,716 km<sup>2</sup>) v západnej časti Veľkej Fatry s priemernou nadmorskou výškou 885 m bol zdokumentovaný celkový počet prameňov 372, hustota prameňov je teda ~13,4 na 1 km<sup>2</sup>. Pri tomto čísle však treba podotknúť, že vychádza len zo zdokumentovaných prameňov, najčastejšie s výdatnosťou vyššou ako 0,05 l . s<sup>-1</sup>, takže skutočná hustota prameňov je ešte vyššia. O rozptýlenosti obehových ciest podzemnej vody v hydrogeologickom celku kryštalinika svedčí aj veľmi nízka hodnota priemernej výdatnosti prameňov kryštalinika, 0,16 l . s<sup>-1</sup>, a hodnota merného odtoku podzemnej vody vo forme prameňov 2,10 l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>. Veľká časť podzemnej vody tu odteká vo forme nesústredeného presakovania alebo malých pramienkov s výdatnosťou nižšou ako 0,05 l . s<sup>-1</sup>, ktoré pri hydrogeologickom mapovaní neboli systematicky zdokumentované. Obeh podzemnej vody je tu teda veľmi rozptýlený, hoci viaceré pramene najmä v najvyšších častiach pohoria dosahujú sezónne maximá viac ako 10 l . s<sup>-1</sup>. Počas hydrogeologického mapovania sa zistil rozsah výdatnosti všetkých prameňov z hornín kryštalinika 0,004 až 1,60 l . s<sup>-1</sup>. Medián výdatnosti všetkých prameňov bol 0,09 l . s<sup>-1</sup>, smerodajná odchýlka hodnôt výdatnosti  $\sigma_Q = 0,20 \text{ l . s}^{-1}$ . Teplota vyvierajúcej vody tu bola nameraná v rozpätí od 5,0 do 17,2 °C pri smerodajnej odchýlke meraní  $\sigma_{T_v} = 2,2 \text{ °C}$ , mediáne teploty vody prameňov 8,6 °C a hodnote jej aritmetického priemeru 9,0 °C. V rozmedzí od 37 (!!!) do 466  $\mu\text{S . cm}^{-1}$  sa pohybovali hodnoty mernej elektrickej vodivosti (EC), pričom ich aritmetický priemer bol 113  $\mu\text{S . cm}^{-1}$ , medián 93  $\mu\text{S . cm}^{-1}$  a smerodajná odchýlka  $\sigma_{EC} = 69 \mu\text{S . cm}^{-1}$ . Dokumentácia však zväčša prebiehala v letných mesiacoch a vzhľadom na plytký obeh teplota vody prameňov kryštalinika v čase značne kolíše.

Obeh podzemnej vody v týchto horninách sa viaže na rozvetranú pripovrchovú zónu siahajúcu do hĺbky 30 – 50 m. Lokálne môžu byť hĺbka a rozsah obehových ciest zintenzívnené tektonickým porušením masívu (dolinová priepustnosť; Jetel, 1990). Na svahoch pokrytých hrubými sutinovými osypmi totiž podzemná voda často obieha veľmi plytko pod povrchom, nechránená temer nijakým pôdnym krytom.

Tab. 5.69. Dokumentácia dlhodobého režimovo pozorovaných prameňov v západnej časti Veľkej Fatry.

Číslo prameňa na mape	Číslo prameňa SHMÚ	Lokalita	Názov	Horninové prostredie	Litolog. a stratigr. index	Typ prameňa	Nadmor. výška [m]	Obdobie pozorov. Q a Tv	Q min. [l . s <sup>-1</sup> ]	Q priem. [l . s <sup>-1</sup> ]	Q max. [l . s <sup>-1</sup> ]	T min [°C]	T max. [°C]	Poznámka
1 551	673	Belá	Havranovo – Lučecné	ramsaušké dolomity T2 veporika	rdT2V	puklinový	790	1970 – 2004	20,80	28,95	50,20	2,7	10,1	pozorovania z rokov 1970 – 2004
1 376	694	Belá	Pod Havranom	ramsaušké dolomity T2 veporika	rdT2V	vrstvomý	665	1986 – 2004	14,40	40,34	123,00		12,0	pozorovania z rokov 1986 – 2004
479		Belá- -Dulice	Dulice – prameň	organodetrítické vápence a bridlice ílraných vrstiev (T3) veporika	svT3V	puklinový	600	2002 – 2005	0,14	0,53	3,30			údaj z pozorovaní Vodárni Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 0 l . s <sup>-1</sup>
402	654	Blatnica	Krahulčie	gaderské vápence T2 hronika na kontakte s dolomitmi T2 hronika	gavT2H	puklinový	780	1970 – 2004	12,60	65,78	223,00	5,6	7,8	pozorovania z rokov 1970 až 2004; prerušené údaje 1978 až 1979 a 1985 – 1988
402	654	Blatnica	Krahulčie	gaderské vápence T2 hronika na kontakte s dolomitmi T2 hronika	gavT2H	puklinový	780	1971 – 1985	12,60	79,10	223,00	6,0	7,8	pozorovaný v rokoch 1971 – 1985; 1989 – (2004)
402	654	Blatnická dolina	Krahulčie	gaderské vápence T2 hronika na kontakte s dolomitmi T2 hronika	gavT2H	puklinový	780	2002 – 2005	38,73	40,32	42,41			údaj z pozorovaní Vodárni Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 9,1 l . s <sup>-1</sup>
370		Blatnická dolina	Pod Krahulčie	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	puklinový	765	2002 – 2005	2,44	2,47	2,54			údaj z pozorovaní Vodárni Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 0 l . s <sup>-1</sup>
268	655	Blatnica	Mokrý Jasenok	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	krasovo-puklinový	685	1970 – 1993	7,27	19,44	32,40	5,5	8,2	pozorovania z rokov 1970 až 1993; prerušené údaje 1978 – 1987 a 1900 – 1900
268	655	Blatnica	Mokrý Jasenok	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	krasovo-puklinový	685	1971 – 1978	7,27	19,20	31,90	6,5	8,2	pozorovaný aj v rokoch 1988 až 1993
268	655	Blatnická dolina	Mokrý Jasenok (nad chatou)	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	krasovo-puklinový	685	2002 – 2005	3,74	9,91	11,02			údaj z pozorovaní Vodárni Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 0 l . s <sup>-1</sup>
269	656	Blatnica	Jasenok pod chatou	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	krasovo-puklinový	675	1970 – 2004	2,10	17,86	33,70	5,0	9,6	pozorovania z rokov 1970 až 2004; prerušené údaje 1981 až 1987 a 1900 – 1900
269	656	Blatnica	Jasenok pod chatou	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	krasovo-puklinový	675	1971 – 1981	2,10	16,20	26,40	5,4	9,0	pozorovania z rokov 1971 – 1981
269	656	Blatnická dolina	Mokrý Jasenok pod chatou	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	krasovo-puklinový	675	2002 – 2005	9,74	19,07	19,72			údaj z pozorovaní Vodárni Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 0 l . s <sup>-1</sup>

Tab. 5.6.9 – pokračovanie

Číslo prameňa na mape	Číslo prameňa SHMÚ	Lokalita	Názov	Horninové prostredie	Litolog. a stratigr. index	Typ prameňa	Nadmor. výška [m]	Obdobie pozorov. Q a Tv	Q min. [l . s <sup>-1</sup> ]	Q priem. [l . s <sup>-1</sup> ]	Q max. [l . s <sup>-1</sup> ]	T min [°C]	T max. [°C]	Poznámka
256	657	Blatnica	Blatnická dol. 1	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	puklinový	660	1974 – 1990	2,44	5,54	11,20	5,4	8,0	pozorovania z rokov 1974 – 1990
213	658	Blatnica	Blatnická dol. 3	gutensteinské vápence T2 hronika	gtvT2H	krasovo-puklinový	615	1976 – 1990	1,40	3,91	15,60	3,6	9,6	pozorovania z rokov 1976 – 1990
213	658	Blatnická dolina	Blatnica III	gutensteinské vápence T2 hronika	gtvT2H	krasovo-puklinový	615	2002 – 2005	3,46	3,77	3,94			údaj z pozorovaní Vodárni Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 0 l . s <sup>-1</sup>
209	659	Blatnica	Blatnická dol. 4	gutensteinské vápence T2 hronika	gtvT2H	sutinovo-puklinový	600	1976 – 1981	2,21	3,54	7,40	5,6	7,6	pozorovania z rokov 1976 – 1981
202	660	Blatnica	Blatnická dol. 5	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	puklinový	575	1974 – 1990	1,56	2,46	4,13	3,6	10,0	pozorovania z rokov 1974 – 1990
200	661	Blatnica	Blatnická dol. 6	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	sutinovo-puklinový	575							údaje SHMÚ nie sú momentálne k dispozícii
184	662	Blatnica	Vlčie bralo	gutensteinské vápence T2 hronika	gtvT2H	krasovo-puklinový	530	1976 – 2004	8,12	16,78	32,50	2,6	12,0	pozorovania z rokov 1976 – 2004; preušené údaje 1982 – 1990 a 1900 – 1900
184	662	Blatnica	Vlčie bralo	gutensteinské vápence T2 hronika	gtvT2H	krasovo-puklinový	530	1977 – 1982	18,50	23,00	32,50	2,6	12,0	pozorovania z rokov 1977 – 1982; pozorovaný aj od roku 1991
184	661	Blatnická dolina	Vlčie bralo	gutensteinské vápence T2 hronika	gtvT2H	krasovo-puklinový	530	2002 – 2005	8,92	9,37	9,74			údaj z pozorovaní Vodárni Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 0 l . s <sup>-1</sup>
284	663	Blatnica	Rakytová dol.	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	krasovo-puklinový	775	1978 – 2004	2,03	5,33	12,30	5,0	8,4	pozorovania z rokov 1978 – 2004; preušené údaje 1985 – 1988 a 1900 – 1900
284	663	Blatnica	Rakytová dol.	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	krasovo-puklinový	775	1979 – 1985	4,06	7,61	12,30	5,0	8,4	pozorovania z rokov 1979 – 1985; pozorovaný aj od roku 1989
284	663	Blatnická dolina	Rakytov	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	krasovo-puklinový	775	2002 – 2005	2,44	3,16	3,30			údaj z pozorovaní Vodárni Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 0 l . s <sup>-1</sup>
1 181	664	Blatnica	Dedošova dolina I	ramsaukské dolomity T2 veporika na kontakte s pestr. fliovit. bridlicami, dolomit. a krenit. pieskov. karpatského keuperu veporika	rdT2V	puklinový	995	1968 – 2004	0,82	9,01	42,10	1,2	8,6	pozorovania z rokov 1968 – 2004

Tab. 5.6.9 – pokračovanie.

Číslo prameňa na mape	Číslo prameňa SHMÚ	Lokalita	Názov	Hominové prostredie	Litolog. a stratigr. index	Typ prameňa	Nadmor. výška [m]	Obdobie pozorov. Q a Tv	Q min. [l . s <sup>-1</sup> ]	Q priem. [l . s <sup>-1</sup> ]	Q max. [l . s <sup>-1</sup> ]	T min [°C]	T max. [°C]	Poznámka
1 181	664	Blatnica	Dedošova dolina 1	ramsaušké dolomity T2 veporika na kontakte s pestrými fľovitými bridlicami, dolomitmi a kremíťnými pieskovecami karpát. keuperu veporika	rdT2V	puklinový	995	1969 – 1991	0,82	8,76	22,70	3,6	8,6	pozorovania z rokov 1969 – 1991; pozorovaný aj v ďalšom období
1 107	665	Blatnica	Dedošova dolina 2	ramsaušké dolomity T2 veporika na kontakte s pestrými fľovitými bridlicami, dolomitmi a kremíťnými pieskovecami karpát. keuperu veporika	rdT2V	puklinový	935	1968 – 2004	2,29	4,68	27,80	1,4	8,1	pozorovania z rokov 1968 – 2004
1 107	665	Blatnica	Dedošova dolina 2	ramsaušké dolomity T2 veporika na kontakte s pestrými fľovitými bridlicami, dolomitmi a kremíťnými pieskovecami karpát. keuperu veporika	rdT2V	puklinový	935	1969 – 1991	0,29	4,67	20,00	3,8	8,1	pozorovania z rokov 1969 – 1991; pozorovaný aj v ďalšom období
1 051	666	Blatnica	Dolné Veterné	slienité vápence a slieňovce J3-K1 veporika	svK1V	puklinový	895	1978 – 2004	3,16	21,46	82,40	0,2	10,4	pozorovania z rokov 1978 – 2004
1 051	666	Blatnica	Dolné Veterné	slienité vápence a slieňovce J3-K1 veporika	svK1V	puklinový	895	1979 – 1991	3,16	20,60	49,90	2,6	10,4	pozorovania z rokov 1979 – 1991; pozorovaný aj v ďalšom období
174	667	Blatnica	Jazierko	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	sutinovo-puklinový	507	1987 – 1990		0,41	2,99	6,0	8,4	pozorovania z rokov 1987 – 1990
581	674	Blatnica	Pod Dedošovou skalou	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	puklinový	620	1976 – 2004	0,23	1,66	9,60	3,2	8,4	pozorovania z rokov 1976 – 2004
396	611	Čremošné	Žarnovická dolina – Vodopády č.1	gaderské vápence T2 hronika na kontakte s dolomitmi T2 hronika	gavT2H	krasovo-puklinový	810	1990 – 2004	11,50	18,61	92,40	4,8	7,3	pozorovania z rokov 1990 – 2004
396	611	Čremošné	Žarnovická dolina – Vodopády č. 1	gaderské vápence T2 hronika na kontakte s dolomitmi T2 hronika	gavT2H	krasovo-puklinový	810	1962 – 1964	24,80	45,70	69,70	7,0	9,0	pozorovania z rokov 1962 – 1964; pozorovaný aj od roku 1991
396	611	Žarnov. dolina	Žarnovická dolina – Vodopády č. 1	gaderské vápence T2 hronika na kontakte s dolomitmi T2 hronika	gavT2H	krasovo-puklinový	810	2002 – 2005	26,20	52,34	67,00			túďaj z pozorovaní Vodárni Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za toto obdobie bol 26,14 l . s <sup>-1</sup>

Tab. 5.6.9 – pokračovanie.

Číslo prameňa na mape	Číslo prameňa SHMÚ	Lokalita	Názov	Horninové prostredie	Litolog. a stratigr. index	Typ prameňa	Nadmor. výška [m]	Obdobie pozorov. Q a Tv	Q min. [l . s <sup>-1</sup> ]	Q priem. [l . s <sup>-1</sup> ]	Q max. [l . s <sup>-1</sup> ]	T min [°C]	T max. [°C]	Poznámka
282		Žarnov. dolina	Žarnovická dolina – Rožková 1, 2	gaderské vápence T2 hronika na kontakte s dolomitmi T2 hronika	gavT2H	puklinový	710	2002 – 2005	5,80	11,95	20,00			údaj z pozorovaní Vodárni Martín za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 0 l . s <sup>-1</sup>
221	612	Čremošné	Bartoška					1962 – 1964	0,51	12,30	42,80	7,0	8,0	nachádza sa tesne za hranicou zmapov. územia, nebol v teréne zdokumentovaný; pozorovania z rokov 1962 – 1964 aj s údajmi o teplote vody
193	613	Čremošné	Výver z tunela	ramsauské dolomity T2 hronika	rdT2H	puklinový	698	1967 – 2004	11,50	21,33	47,00	4,0	10,9	pozorovania z rokov 1967 – 2004
193	613	Čremošné	Výver z tunela	ramsauské dolomity T2 hronika	rdT2H	puklinový	698	1968 – 1991	12,80	23,80	47,00	4,6	10,9	pozorovania z rokov 1968 – 1991; pozorovaný aj v ďalšom období
275	695	Čremošné	Vývieračka Biela voda	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	sutinovo-puklinový	740	1989 – 1990		1,34	26,10	7,8	8,4	pozorovania z rokov 1989 – 1990
275	695	Čremošné	Vývieračka Biela voda	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	sutinovo-puklinový	740	1988 – 1991			10,10	5,9	6,1	pozorovania z rokov 1988 – 1991; pozorovaný aj v ďalšom období
2 702		Kraľovany	prameň Pod Kopou spolu	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	puklinovo-krasový	590	2002 – 2005	8,00	16,35				údaj z pozorovaní Vodárni Dolný Kubín za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemer. odber vody za toto obdobie bol 18,5 l . s <sup>-1</sup>
2 702		Kraľovany	Pod Kopou – prameň 1	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	krasovo-puklinový	590	2002 – 2005	0,90	5,50				detto
2 702		Kraľovany	Pod Kopou – prameň 2	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	puklinovo-krasový	590	2002 – 2005	2,20	4,05				detto
2 702		Kraľovany	Pod Kopou – prameň 3	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	puklinovo-krasový	590	2002 – 2005	1,10	2,53				detto
2 702		Kraľovany	Pod Kopou – prameň 4	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	puklinovo-krasový	590	2002 – 2005	1,70	3,73				detto
2 702		Kraľovany	Pod Kopou – prameň 5	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	puklinovo-krasový	590	2002 – 2005		0,55				detto
2 092	606	Krpel'any	Teplica/ Teplička	wettersteinské dolomity T2 hronika na kontakte so slienit. vápencami a slienov. J3-K1 veporika	wdT2H	krasovo-puklinový	425	1970 – 1993	32,60	53,50	81,70	7,0	9,5	pozorovania z rokov 1970 – 1993



Tab. 5.6.9 – pokračovanie.

Číslo prameňa na mape	Číslo prameňa SHMÚ	Lokalita	Názov	Horninové prostredie	Litolog. a stratigr. index	Typ prameňa	Nadmor. výška [m]	Obdobie pozorov. Q a Tv	Q min. [l . s <sup>-1</sup> ]	Q priem. [l . s <sup>-1</sup> ]	Q max. [l . s <sup>-1</sup> ]	T min [°C]	T max. [°C]	Poznámka
2 092	606	Krpeľany	Teplica/ Teplička	wettersteinské dolomity T2 hronika na kontakte so slieňit. vápencami a slieňov. J3-K1 veporika	wdT2H	krasovo- puklinový	425	2002 – 2005	31,50	38,28	48,10			údaj z pozorovaní Vodární Martín za r. 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 1,78 l . s <sup>-1</sup>
2 540		Lubochňa	Fatra	wettersteinské dolomity T2 hronika na kontakte so škvrnit. slieňit. vápencami allgäus. vrstiev veporika	wdT2H	vrstvomý	605	1969 – 1970	3,44	10,90	42,70	6,8	8,8	údaj zo starších pozorovaní SHMÚ, momentálne nie je v digitálnej forme
2 540		Lubochňa	Fatra	wettersteinské dolomity T2 hronika na kontakte so škvrnitými slieňitými vápencami allgäuských vrstiev veporika	wdT2H	vrstvomý	605	2002 – 2005	2,63	7,62	17,20			údaj z pozorovaní Vodární Ružom- berok za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 1,76 l . s <sup>-1</sup>
2 721		Lubochňa	prameň Korbelka	gaderské vápence T2 hronika na kontakte s dolo- mitmi T2 hronika	gavT2H	puklinový	535	2002 – 2005	0,30	0,72	1,89			údaj z pozorovaní Vodární Ružom- berok za r. 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za obdobie bol 0,08 l . s <sup>-1</sup>
2 585	397	Lubochňa	Nížne Krátko	gutensteinské vápence T2 veporika na kontakte s lunz- skými vrstvami (pieskov. a bridlicami) veporika	gtvT2V	puklinový	600	1970 – 1974	5,53	17,10	47,00	6,5	7,5	pozorovaný v rokoch 1970 – 1974, 1988 – 1993
96	624	Mošovce	Pod barónovým hrobom	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	sutinový	550							pozorovaný v rokoch 1959 – 1964; údaje SHMÚ nie sú momentálne k dispozícii
65	629	Mošovce	Rybníky /Rybníčky	wetterstein. dolomity T2 hronika na kontakte s menej prepusťnými sedimentmi martinského súvrstvia	wdT2H	puklinový	500							údaje SHMÚ nie sú momentálne k dispozícii
556	675	Necpaly	Lazce	ramsausské dolomity T2 veporika na kontakte so slieňitými vápencami a slieňov. J3-K1 veporika	rdT2V	krasový	550	1992 – 2002	324,00	558,02	1370,0	8,0	8,5	pozorovania z rokov 1992 – 2002
556	675	Necpaly	Lazce	ramsausské dolomity T2 veporika na kontakte so slieňitými vápencami a slieňov. J3-K1 veporika	rdT2V	krasový	550	1960 – 1971	330,00	477,00	865,00	8,4	9,0	pozorovaný aj v rokoch 1993 až 2002

Tab. 5.6.9 – pokračovanie.

Číslo prameňa na mape	Číslo prameňa SHMÚ	Lokalita	Názov	Horninové prostredie	Litolog. a stratigr. index	Typ prameňa	Nadmor. výška [m]	Obdobie pozorov. Q a Tv	Q min. [l. s <sup>-1</sup> ]	Q priem. [l. s <sup>-1</sup> ]	Q max. [l. s <sup>-1</sup> ]	T min [°C]	T max. [°C]	Poznámka
556	675	Necpaly Lazce	Lazce	ramsauské dolomity T2 veporika na kontakte so slieňit. vápencami a slieňov. J3-K1 veporika	rdT2V	krasový	550	2002 – 2005	317,50	506,45	799,00			údaj z pozorovaní Vodární Martín za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za toto obdobie bol 186,37 l. s <sup>-1</sup>
1 381		Podhradie	Búdková	ramsauské dolomity T2 veporika na kontakte s pestr. flov. bridlicami, dolomit. a kremit. piesk. karnat. keuperu veporika	rdT2V	vrstvomý	500	1959	0,62	1,60	3,11	6,5	9,0	nie je jasná poloha v minulosti pozorovaného prameňa, nazdávame sa, že ide o využívaný zdroj s prac. číslom DOPL-1
1 331		Podhradie	Podkopec	slieňit. vápence a slieňovce J3-K1 veporika	svK1V	sutinovo-puklinový	530	1959 – 1962	0,97	3,89	8,99	5,5	8,5	nie je jasná poloha v minulosti pozorovaného prameňa, nazdávame sa, že ide o využívaný zdroj s prac. číslom GG-169
1 504		Podhradie	Dolina	ramsauské dolomity T2 veporika	rdT2V	puklinový	535	2002 – 2005	27,70	33,99	41,20			údaj z pozorovaní Vodární Martín za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za toto obdobie bol 1,78 l. s <sup>-1</sup>
43	618	Rakša	Cibuľová	gaderské vápence T2 hronika na kontakte s dolomitmi T2 hronika	gavT2H	puklinový	545	1970 – 1983	4,14	5,90	8,22	6,7	8,9	pozorovania z rokov 1970 – 1983
43	618	Rakša	Cibuľová	gaderské vápence T2 hronika na kontakte s dolomitmi T2 hronika	gavT2H	puklinový	545	2002 – 2005	5,82	7,06	8,10			údaj z pozorovaní Vodární Martín za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za toto obdobie bol 1,09 l. s <sup>-1</sup>
36	619	Rakša	Mača I	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	puklinový	535	1970 – 1984	2,57	4,32	5,22	7,1	8,7	pozorovania z rokov 1970 – 1984
21	621	Rakša	výver z drenáž. poľa	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	sutinovo-puklinový	520	1970 – 1984	2,25	3,98	9,60	3,8	13,2	pozorovania z rokov 1970 – 1984
21	696	Rakša	Rosnička	wettersteinské dolomity T2 hronika	wdT2H	sutinovo-puklinový	520	1987 – 1990	22,50	36,61	92,40		16,8	pozorovania z rokov 1987 – 1990
2 716		Rojkov	prameň Rojkov	slieňit. vápence a slieňovce J3-K1 veporika	svK1V	vrstvomý	440	2002 – 2005	2,17	3,99	9,18			údaj z pozorovaní Vodární Ružomberok za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za toto obdobie bol 0,43 l. s <sup>-1</sup>
1 101		Sklabiňa	Žiarová	gaderské vápence T2 hronika	gavT2H	krasovo-puklinový	580	1971 – 1972	0,06	0,84	2,50	6,2	12,0	údaj zo starších pozorovaní SHMÚ, momentálne nie je v digitálnej forme

Tab. 5.6.9 – pokračovanie.

Číslo prameňa na mape	Číslo prameňa SHMÚ	Lokalita	Názov	Horminové prostredie	Litolog. a stratigr. index	Typ prameňa	Nadmor. výška [m]	Obdobie pozorov. Q a Tv	Q min. [l. s <sup>-1</sup> ]	Q priem. [l. s <sup>-1</sup> ]	Q max. [l. s <sup>-1</sup> ]	T min [°C]	T max. [°C]	Poznámka
1 101		Sklabiňa	Žiarcová	gaderské vápence T2 fironika	gavT2H	krasovo- puklinový	580	2002 – 2005	0,33	1,29	5,00			údaj z pozorovaní Vodámí Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za toto obdobie bol 0 l. s <sup>-1</sup>
1 042		Sklabiňa	Dolinka	gaderské vápence T2 fironika	gavT2H	krasovo- puklinový	550	2002 – 2005	0,33	1,14	3,31			údaj z pozorovaní Vodámí Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za toto obdobie bol 0 l. s <sup>-1</sup>
987	608	Sklabin. Podzámk	Dolinka	ramsauské dolomity T2 veporika na kontakte s pestrými fľovitými bridlicami, dolomitmi a kremíťmi pieskvcami karpat. keuperu veporika	rdT2V	krasovo- puklinový	610	1962 – 1970	0,46	0,65	3,00	6,0	8,0	pozorovaný v rokoch 1962 – 1970
987		Sklabin. Podzámk	Dolinka	ramsauské dolomity T2 veporika na kontakte s pestr. fľovit. bridlicami, dolomitmi a kremíť. pieskov. karpat. keuperu veporika	rdT2V	krasovo- puklinový	610	2002 – 2005	0,50	0,78	1,00			údaj z pozorovaní Vodámí Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za toto obdobie bol 0,11 l. s <sup>-1</sup>
994		Turčian. Štiavnička	Teplička/Tep- lica/Rybníky	ramsauské dolomity T2 veporika	rdT2V	vrstvomý	540			16,20				priemerná hodnota Q podľa zhruba 10 odberov (Malík et al., 1993)
994		Turčian. Štiavnička	Rybníky	ramsauské dolomity T2 veporika	rdT2V	vrstvomý	540	2002 – 2005	25,10	25,10	25,10			údaj z pozorovaní Vodámí Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za toto obdobie bol 16,97 l. s <sup>-1</sup>
1 071		Turčian. Jaseno	Halmešová	slienité vápence a sľeňovce J3-K1 veporika	svK1V	puklinový	645	2002 – 2005	2,00	6,83	10,00			údaj z pozorovaní Vodámí Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za toto obdobie bol 3,96 l. s <sup>-1</sup>
1 337		Turčian. Jaseno	Pri potoku	organoderit. vápence a bridlice fätranských vrstiev (T3) veporika na kontakte s pestr. fľov. bridlicami, dolomitmi a kremíť. pieskov. karpat. keuperu veporika	svT3V	puklinový	700	2002 – 2005	1,00	3,03	10,00			údaj z pozorovaní Vodámí Martin za roky 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priem. odber vody za toto obdobie bol 0 l. s <sup>-1</sup>
1 194		Turčian. Jaseno	Vôdky	ramsauské dolomity T2 veporika	rdT2V	puklinový	625	2002 – 2005	1,40	8,16	10,00			údaj z pozorovaní Vodámí Martin za r. 2002 – 2005, bez hodnôt teploty vody, priemerný odber vody za toto obdobie bol 0,01 l. s <sup>-1</sup>

---

## 6. HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY

---

### 6.1. CHARAKTERISTIKA PROCESOV TVORBY CHEMICKÉHO ZLOŽENIA PODZEMNEJ VODY REGIÓNU

#### 6.1.1. PRIMÁRNE (PRÍRODNÉ) FAKTORY

Podzemná voda skúmaného územia má predovšetkým atmosférický pôvod a jej chemické zloženie je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom prostredia jej obehu. Formovanie chemického zloženia podzemnej vody je zložitý proces. Prebieha v niekoľkých fázach, charakterizovaných špecifickým súborom rôznych faktorov a interakcií, ktoré majú rozhodujúci význam pri formovaní kvantity, kvality, ako aj zákonitostí obehu podzemnej vody. Výsledné chemické zloženie podzemnej vody je výsledkom rôznych a v mnohých prípadoch spolupôsobiacich faktorov. Územie Veľkej Fatry sa vyznačuje viacerými špecifikami, z ktorých je možné spomenúť najmä:

- zložitú príkrovovú stavbu a silné tektonické postihnutie,
- takmer výlučne puklinový, resp. puklinovo-krasový charakter priepustnosti pri značne zložitej priestorovej distribúcii, umožňujúci časté miešanie podzemnej vody rôznych horninových celkov,
- priaznivé hydrogeologické vlastnosti najmä vápencovo-dolomitických komplexov stredného a vrchného triasu, na druhej strane ich značnú zraniteľnosť vo vzťahu k antropogénnym vplyvom (v dôsledku rýchleho obehu podzemnej vody),
- značnú členitosť reliéfu a s tým spojenú rozmanitosť zrážkových pomerov (množstvo, obsah), variabilitu mineralizačných procesov prebiehajúcich na rozhraní voda – pôda a voda – hornina, rôznu intenzitu aktivity mikroorganizmov a ďalšie.

S ohľadom na uvedené špecifiká Veľkej Fatry je možné za najdôležitejšie primárne faktory v území považovať:

- množstvo a fyzikálno-chemické vlastnosti zrážkovej vody, prípadne povrchovej vody vstupujúcej do podzemného obehu,
- charakter pôdneho pokryvu a vegetácie (zloženie pôdnej atmosféry, obsah organických látok, mineralogické zloženie a mikrobiologická aktivita),
- mineralogicko-petrografické zloženie horninového prostredia a charakter jeho priepustnosti (najmä puklinové, resp. puklinovo-krasové),
- hydrodynamické, termodynamické, resp. oxidačno-redukčné podmienky obehu podzemnej vody a dĺžka ich interakcie s horninami,
- druhotné procesy metamorfózy vody – napr. miešanie prestupujúcej podzemnej vody.

#### *Kvalita zrážkovej vody*

Zrážková voda v mnohých prípadoch významnou mierou ovplyvňuje chemické a kvalitatívne vlastnosti podzemnej vody, pretože reprezentuje iniciálne chemické zloženie vody vstupujúcej do podzemného obehu. Podzemná voda je takmer výlučne atmosférického pôvodu, t. j. z hľadiska dopĺňania zásob podzemnej vody v oblasti má najväčší význam zrážková činnosť. Rozpustené a suspendované látky obsiahnuté v zrážkovej vode odrážajú predovšetkým rozpúšťanie vzdušných plynov prírodného pôvodu (ide najmä o rozpúšťanie CO<sub>2</sub> v zrážkovej vode), zloženie aerosólov morského pôvodu, zloženie teri génného prachu, synoptickú situáciu, množstvo zrážok a globálne, regionálne, resp. lokálne znečistenie atmosféry antropogénneho pôvodu.

Priamo v západnej časti Veľkej Fatry sa chemické zloženie zrážkovej vody nesledovalo. V okolí Veľkej Fatry sa chemické zloženie zrážkovej vody účelovo zisťovalo v oblastiach Polerieky, Briešťa, Vyšehradného (Vandrová et al., 1999), Slovian (Krautschneiderová et al., 1979), Kláštora pod Znievom

(Bujalka et al., 1973), Kunerádu a Martinských hólí (Šalagová et al., 1983), resp. v rámci monitoringu snehovej pokrývky Slovenska realizovaného od roku 1976 na lokalitách Martinské hole, Ružomberok a Vrátna dolina (Vrana et al., 1989a; Bodiš et al., 2000; Bodiš et al., 2003, in Klukanová et al., 2003).

Pri hodnotení kvality zrážok sa vzhľadom na ich špecifiká zvlášť hodnotí chemické zloženie a kvalita kvapalných zrážok (tab. 6.1) a kvalita zimných zrážok – snehu (tab. 6.2). Vzorky snehu zvyčajne reprezentujú celý profil snehovej pokrývky a charakterizujú chemické zloženie vodných roztokov vznikajúcich po jeho topení vrátane suchej depozície. Na porovnanie pozorovaných výsledkov z jednotlivých lokalít sú v tab. 6.2 uvedené aj celoslovenské priemerné hodnoty a mediány základných komponentov chemického rozboru snehu z 29-ročného pozorovania všetkých 44 monitorovaných lokalít zimných zrážok Slovenska.

Tab. 6.1. Chemické zloženie kvapalných kumulovaných zrážok v okolí Veľkej Fatry (údaje okrem pH sú uvedené v  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , s – štandardná odchýlka, x – aritmetický priemer).

	Slovany	Kláštor p. Znievom	Martinské hole (n = 3)			Kunerád (n = 26)				
			x	min	max	x	medián	s	min	max
Dátum	3. 7. 1979	1. 9. 1971	rok 1975 – 1976			rok 1976 – 1981				
Mineraliz.	99,02	29,36	24,08	17,66	27,98	46,97	48,35	21,84	14,15	90,10
pH	6,00	6,35	6,97	5,80	8,00	6,29	6,40	0,74	4,35	7,80
CHSKMn	4,08	2,16	8,05	3,36	11,60	3,34	3,44	1,70	0,72	7,36
Na <sup>+</sup>	0,35	1,90	2,27	2,00	2,80	0,49	0,30	0,51	0,10	2,00
K <sup>+</sup>	1,20	1,30	1,13	0,80	1,40	0,70	0,65	0,63	0,20	3,10
Ca <sup>2+</sup>	14,03	2,80	2,80	2,00	3,60	6,29	4,81	4,02	1,80	16,03
Mg <sup>2+</sup>	4,86	0,78	0,73	0,73	0,73	1,66	1,22	1,35	0,24	5,59
Fe <sub>celk</sub>	0,13	0,06	0,17	0,06	0,35	0,04	0,03	0,04	0,01	0,18
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,13
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	3,00	1,49	0,21	0,18	0,27	1,67	1,33	1,27	0,20	4,39
Cl <sup>-</sup>	11,35	1,20	1,65	1,06	2,13	1,91	1,51	1,13	0,53	4,61
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	10,69	10,18	4,38	3,29	4,93	9,67	7,40	6,98	0,81	27,56
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,250	0,030	0,033	0,030	0,040	0,130	0,120	0,126	0,005	0,590
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1,40	2,10	0,70	0,25	1,60	2,44	2,35	1,68	0,00	7,00
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,005	0,000	0,005	0,005	0,005	0,166	0,080	0,223	0,005	0,750
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	48,80	7,60	8,13	0,00	12,20	18,53	15,25	11,38	0,00	42,70
Cr (n = 12)						0,000 6	0,000 5	0,000 6	0	0,002
Cu (n = 12)						0,014	0,007	0,018	0	0,059
Zn (n = 12)						1,693	0,059	3,273	0,014	9,090
As (n = 3)						0,002 8	0,002 0	0,002 8	0,000 5	0,006 0
Cd (n = 12)						0,069	0,002	0,164	0	0,52
Pb (n = 12)						0,004	0,004	0,003	0,001	0,010
V (n = 4)						0,000 5	0,000 5	0,000 4	0	0,001

Vo všeobecnosti sa v kvapalných zrážkach zaznamenala podstatne vyššia koncentrácia prakticky všetkých základných chemických parametrov a hodnôt celkovej mineralizácie (priemerná hodnota na dlhodobu sledovanú lokalitu Kunerád je  $46,97 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Podobne sa v kumulovaných zrážkach sledovali podstatne vyššie hodnoty pH (v Kuneráde  $\text{pH}_{\text{priemer}} = 6,29$ ). V kvapalných zrážkach prevláda nevýrazný Ca–(SO<sub>4</sub>)–HCO<sub>3</sub>, prípadne zmiešaný Ca–Mg–NH<sub>4</sub>–SO<sub>4</sub>–HCO<sub>3</sub> chemický typ vody. Analýzy kumulovaných zrážok udávajú obraz o celkovom toku látok z atmosféry na zemský povrch. Koncentračný obsah niektorých látok, ako aj hodnota pH však môžu byť vplyvom sekundárnych vplyvov prebiehajúcich v zbernej nádobe ovplyvnené.

Na dopĺňaní zásob podzemnej vody sa podieľajú prevažne zimné zrážky, ktorých chemický typ je nevyhraný, resp. zmiešaný. V poradí podľa prevládajúcich iónov sú na monitorovaných lokalitách zastúpené zložky Ca–NH<sub>4</sub>–Na–Mg–HCO<sub>3</sub>–Cl–NO<sub>3</sub>–SO<sub>4</sub>. Na nemonitorovaných lokalitách (jednorazové odbery) sa pomerné zastúpenie uvedených parametrov v rôznom poradí mení. Veľmi nízke priemerné hodnoty celkovej mineralizácie na monitorovaných lokalitách (Vrátna dolina – 10,93; Ružomberok –



17,86; Martinské hole – 10,15 mg · l<sup>-1</sup>) korešpondujú s ich celoslovenským priemerom, resp. sú nižšie. Odlišný charakter majú hodnoty celkovej mineralizácie na ostatných lokalitách. Sú výrazne vyššie (viac ako 20 mg · l<sup>-1</sup>), čo môže byť dôsledkom všeobecnej premenlivosti chemického zloženia zrážkovej vody, alebo je to spôsobené odlišným spôsobom odberu vzoriek, prípadne odlišným analytickým spracovaním (údaje o spôsobe a analytickom spracovaní vzoriek z tohto obdobia nie sú k dispozícii).

Zimné zrážky sa celkovo vyznačujú výrazne kyslou reakciou pH (hodnoty prevažne 4,4 až 4,9). Zrážkovú vodu so zníženou hodnotou pH označujeme ako kyslé zrážky, obsahujú voľné kyseliny a potenciálne ovplyvňujú mineralizačné procesy v horninovom prostredí. V súčasnosti sa ako jeden z významných problémov ukazuje uvoľňovanie hliníka, železa, prípadne ďalších kovov z pôdy a hornín vplyvom iónov H<sup>+</sup> do podzemnej vody. Tento fakt môže byť príčinou zvýšenej koncentrácie Al<sup>3+</sup> a Fe<sub>celk</sub> v niektorých prameňoch v inak prírodnom prostredí Veľkej Fatry.

Ako sa ukázalo, v oblasti Veľkej Fatry je zrážková voda zdrojom podstatnej časti iónov Cl<sup>-</sup> a NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, prípadne iných chemických zložiek obsiahnutých v antropogénne neovplyvnenej podzemnej vode, a to najmä nízko mineralizovanej vode kryštalinika so silikátogénnou mineralizáciou. Chloridy v atmosfére majú najmä morský pôvod (odrážajú globálne zloženie atmosféry), zatiaľ čo koncentrácia dusičnanov, resp. SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> a NH<sub>4</sub><sup>+</sup> odráža skôr antropogénne znečistenie atmosféry predovšetkým z lokálnych zdrojov.

Na základe uvedených výsledkov je možné konštatovať, že zrážková voda širšej oblasti Veľkej Fatry sa vyznačuje chemickým zložením zodpovedajúcim najmä globálnemu zloženiu atmosféry. Ovplyvnenie zrážok emisiami z antropogénnych zdrojov sa nezaznamenalo.

### Pôdny pokryv

Chemické zloženie infiltrujúcej zrážkovej vody je výrazne metamorfované pri prestupe *pôdnym pokryvom*. Stupeň tejto metamorfózy závisí od priepustnosti a hrúbky pôdneho pokryvu, typu pôdy, nadmorskej výšky a expozície, ročného obdobia, obsahu organických látok, asociácie prítomných organizmov atď. Z experimentálnych meraní (napr. Mayer, 1971; Bublinec, 1973; Rapant, 1994; Pitter, 1990) možno predpokladať značný, často až niekoľkonásobný nárast obsahu väčšiny iónových zložiek a celkovej mineralizácie po ich prechode pokryvnými útvarmi.

Pôdny pokryv je predovšetkým významným zdrojom CO<sub>2</sub>, ktorý v ňom vzniká najmä biochemickým rozkladom organických látok, životnou činnosťou mikroorganizmov a produkujú ho korene rastlín a stromov. Napríklad z orientačných plynometrických meraní v Turčianskej kotline sa zistila koncentrácia CO<sub>2</sub> v pôdnom vzduchu od 0,3 do 5,0 obj. % (Bujalka et al., 1973). Pôdny CO<sub>2</sub> výrazne zvyšuje hydrolytickú kapacitu zrážkovej vody uplatňujúcej sa pri interakciách v systéme voda – hornina. Zrážková voda je vystavená pôsobeniu podstatne vyššieho parciálneho tlaku CO<sub>2</sub> (v Turčianskej kotline až 5 kPa) ako v atmosfére (0,03 kPa). Z toho vyplýva, že množstvo reakcie schopného CO<sub>2</sub> vo vode môže byť značné, aj keď nemožno predpokladať, že počas prestupu pôdou sa úplne ustáli rovnováha medzi kvapalnou a plynnou fázou.

Okrem CO<sub>2</sub> je pôdny pokryv zdrojom aj ďalších anorganických (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) a organických zlúčenín (humínové kyseliny a fulvokyseliny), ktoré sa vyskytujú aj v pôdnych pokryvoch nekultivovaných a horských oblastí. Humínové kyseliny čiastočnou disociáciou poskytujú do prestupujúcej zrážkovej vody ďalšie aktívne ióny H<sup>+</sup> a zvyšujú tak ich celkovú hydrolytickú kapacitu.

### Interakcia voda – hornina

Podzemná voda regiónu v súlade s genetickou klasifikáciou (Gazda, 1974) patrí k *petrogénnym vodám*, resp. k vodám s petrogénnou mineralizáciou. To znamená, že hlavnú a najcharakteristickejšiu časť svojho chemického zloženia podzemná voda získava prostredníctvom reakcií prebiehajúcich na fázovom rozhraní voda – hornina. Výsledný kvantitatívny efekt týchto procesov v rozhodujúcej miere závisí od fyzikálno-chemických vlastností stýkajúcich sa fáz a komplexu faktorov určujúcich hydrodynamické, termodynamické a oxidačno-redukčné podmienky styku. Mineralizačné procesy interakcie voda – hornina, ich vnútorný mechanizmus a kinetika sú podrobnejšie opísané napríklad v prácach Garrelsa (1960), Gazdu a Kullmana (1964), Gazdu (1965), Pačesa (1972, 1983) alebo Pittera (1990).

Tab. 6.2. Chemické zloženie snehu v okolí Veľkej Fatry (údaje okrem pH sú uvedené v mg · l<sup>-1</sup>).

Dátum	Slovensko priemer	Polerieka	Brieštie	Vyšehradné	Slovany	Martin. hole (vrchol)	Martin. hole (vrchol)	Vrátna dolina (n = 27) – 750 m n. m.				
								x	medián	s	min.	max.
								rok 1976 – 2004				
1979 – 2004	15,06	22,35	20,89	37,63	27,27	27,46	27,46	10,93	10,24	5,44	3,83	27,58
Mineral.	4,91	5,40	4,31	4,50	5,7	5,90	5,90	4,73	4,60	0,78	3,90	7,05
pH	1,36	2,48	2,72	7,84	3,36	2,08	2,08	1,24	1,18	0,96	0,00	3,10
CHSK <sub>Mn</sub>	0,36	0,40	0,30	0,30	2,00	0,30	0,30	0,20	0,15	0,19	0,01	0,84
Na <sup>+</sup>	0,17	0,30	0,40	1,40	0,80	0,20	0,20	0,15	0,08	0,17	0,01	0,63
K <sup>+</sup>	1,51	3,01	1,40	4,21	3,60	2,81	2,81	1,03	0,75	1,04	0,23	4,84
Mg <sup>2+</sup>	0,29	0,49	1,09	1,95	0,73	0,73	0,73	0,19	0,15	0,20	0,03	1,12
Fe <sub>celk</sub>	0,20	0,03	0,05	0,08	0,06	0,06	0,06	0,11	0,08	0,11	0,01	0,41
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00	0,14
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,752	1,000	1,000	1,400	0,180	0,800	0,800	0,483	0,420	0,265	0,003	0,980
Cl <sup>-</sup>	1,92	1,60	5,32	3,01	1,77	0,99	0,99	1,40	1,00	1,18	0,29	5,10
SO <sub>4</sub> <sup>2+</sup>	4,46	5,27	5,97	12,18	4,93	2,47	2,47	3,34	3,05	2,08	0,20	8,15
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,01	0,05	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,06
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	2,52	5,20	2,20	9,60	1,60	3,20	3,20	2,27	1,98	1,47	0,01	5,60
PO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	0,024 0	0,040 0	0,070 0	0,250 0	0,01	0,010 0	0,010 0	0,016 3	0,002 5	0,022 8	0,002 5	0,070 0
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1,84	4,88	0,01	3,05	12,20	12,20	12,20	1,05	0,30	1,85	0,00	7,30
Cr	0,001 4	0,001 0	0,001 0	0,002 0	-	0,004 0	0,004 0	0,001 7	0,000 3	0,002 5	0,000 1	0,008 0
Cu	0,004 3	0,003 0	<0,001	0,002 0	-	0,005 0	0,005 0	0,002 7	0,002 1	0,002 1	0,000 1	0,009 3
Zn	0,036	0,037	0,054	0,041	-	0,052	0,052	0,028	0,018	0,034	0,001	0,160
As	0,008 4	0,004 0	0,005 0	0,007 0	-	0,002 0	0,002 0	0,003 3	0,001 1	0,006 0	0,000 0	0,021 0
Cd	0,001	<0,001	<0,001	<0,001	-	0,000 00	0,000 00	0,000 45	0,000 23	0,001 01	0,000 01	0,004 20
Se	0,000 31	0,002 00	0,003 00	0,004 00	-	-	-	0,000 42	0,000 16	0,000 55	0,000 01	0,001 73
Pb	0,011	0,020	0,012	0,014	-	0,008	0,016	0,008	0,004	0,009	0,001	0,031
Hg	0,000 3	<0,000 2	<0,000 2	<0,000 2	-	-	-	0,000 46	0,000 37	0,000 51	0,000 3	0,001 85
Al <sup>3+</sup>	0,224	0,070	0,060	0,060	-	-	-	0,138	0,066	0,156	0,007	0,630

Tab. 6.2 – pokračovanie.

Dátum	Handlová – Nová Lehota (n = 25) – 600 m n. m.						Martinské hole						Ružomberok								
	rok 1976 – 2004		rok 1976 – 2004		rok 1976 – 2004		rok 1976 – 2004		rok 1976 – 2004		rok 1976 – 2004		rok 1976 – 2004		rok 1976 – 2004		rok 1976 – 2004				
	x	medián	s	min.	max.	x	medián	s	min.	max.	x	medián	s	min.	max.	x	medián	s	min.	max.	
Mineral.	16,46	13,55	11,14	3,76	54,13	10,15	8,38	5,27	3,03	27,74	17,86	10,55	22,41	4,37	104,41						
pH	4,75	4,60	0,53	4,10	6,18	4,71	4,54	0,56	3,80	5,99	4,92	4,65	1,00	3,90	8,27						
CHSK <sub>Mn</sub>	1,12	0,72	1,16	0,00	4,36	1,12	0,98	1,19	0,00	5,40	1,09	1,08	0,91	0,00	3,28						
Na <sup>+</sup>	0,34	0,25	0,33	0,03	1,43	0,18	0,12	0,17	0,00	0,69	1,28	0,18	5,10	0,04	28,09						
K <sup>+</sup>	0,16	0,09	0,27	0,00	1,40	0,10	0,08	0,11	0,00	0,52	0,16	0,09	0,24	0,03	1,31						
Ca <sup>2+</sup>	1,42	0,93	1,14	0,06	4,20	0,79	0,63	0,63	0,18	3,00	1,88	0,90	2,76	0,02	11,01						
Mg <sup>2+</sup>	0,38	0,27	0,40	0,03	2,05	0,18	0,14	0,17	0,02	0,86	0,26	0,17	0,29	0,05	1,60						
Fe <sub>celk</sub>	0,41	0,13	0,78	0,02	3,50	0,14	0,09	0,18	0,01	0,71	0,25	0,10	0,51	0,01	2,74						
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,01	0,02	0,00	0,07	0,02	0,01	0,04	0,00	0,20	0,07	0,02	0,20	0,00	1,13						
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,710	0,670	0,463	0,130	2,140	0,427	0,342	0,290	0,035	1,320	0,463	0,399	0,348	0,083	1,850						
Cl <sup>-</sup>	2,04	1,40	2,40	0,22	12,02	1,46	0,90	1,42	0,27	6,21	3,11	1,07	8,11	0,11	45,20						
SO <sub>4</sub> <sup>2+</sup>	5,77	4,10	5,66	1,20	28,60	3,21	2,45	2,20	0,25	9,05	4,65	2,68	4,54	0,75	20,55						
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,01	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,06						
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	2,98	2,90	1,40	1,06	7,25	1,91	2,13	1,25	0,01	5,70	2,04	1,96	1,42	0,03	5,96						
PO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	0,011 1	0,002 5	0,014 4	0,002 5	0,005 00	0,010 6	0,002 5	0,022 6	0,002 5	0,110 0	0,042 1	0,002 5	0,146 5	0,000 0	0,810 0						
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,80	0,31	1,23	0,00	5,20	0,83	0,30	1,10	0,00	4,55	2,54	0,97	7,23	0,00	38,65						
Cr	0,001 1	0,000 3	0,001 5	0,001 1	0,004 2	0,001 0	0,001 3	0,001 6	0,001 1	0,006 0	0,015	0,000 5	0,002 6	0,000 1	0,010 0						
Cu	0,002 8	0,002 1	0,002 1	0,000 6	0,010 0	0,002 6	0,002 1	0,002 3	0,000 5	0,012 0	0,003 1	0,002 4	0,002 8	0,000 5	0,013 9						
Zn	0,024	0,019	0,019	0,003	0,085	0,019	0,012	0,020	0,002	0,092	0,031	0,014	0,039	0,002	0,190						
As	0,024 5	0,004 7	0,043 0	0,000 6	0,140 0	0,003 1	0,000 8	0,006 7	0,000 0	0,025 5	0,036 6	0,001 3	0,126 1	0,000 0	0,492 0						
Cd	0,000 37	0,000 25	0,000 51	0,000 01	0,002 20	0,000 31	0,000 25	0,000 41	0,000 01	0,001 80	0,000 47	0,000 25	0,000 68	0,000 01	0,002 70						
Se	0,000 08	0,000 08	0,000 08	0,000 01	0,000 27	0,000 40	0,000 19	0,000 52	0,000 01	0,001 61	0,000 19	0,000 13	0,000 23	0,000 01	0,000 76						
Pb	0,007	0,004	0,009	0,001	0,047	0,006	0,004	0,006	0,0000	0,024	0,008	0,006	0,008	0,000	0,038						
Hg	0,000 26	0,000 36	0,000 16	0,000 03	0,000 44	0,000 28	0,000 28	0,000 24	0,000 03	0,000 80	0,000 27	0,000 36	0,000 24	0,000 03	0,000 80						
Al <sup>3+</sup>	0,567	0,220	0,865	0,006	3,690	0,188	0,106	0,255	0,004	0,990	0,238	0,100	0,366	0,010	1,300						

Po mineralogicko-petrografickej stránke je **horninové prostredie** skúmaného územia značne **rôznorodé**. Tvoria ho dominantne karbonatické horniny mezozoika, menej horniny kryštalinika (predovšetkým v centrálnej časti Lubochnianskej doliny). Na južnom okraji územia vystupujú na malej ploche na styku s Kremnickými vrchmi neovulkanity a styk pohoria s Turčianskou kotlinou vyplňajú predovšetkým sedimenty paleogénu, neogénu a kvartérne uloženiny.

**Mezozoikum** Veľkej Fatry tvoria v prevažnej miere dolomity a rozličné variety vápencov, menej bridlice, slieňovce, kremence, ílovce a íly. Pre prostredie mezozoika je typická podzemná voda s karbonátogénnou mineralizáciou a mineralizácia podzemnej vody vzniká najmä rozpúšťaním karbonátov podľa rovnice:  $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \Leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$  (vápence), resp.  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{H}_2\text{CO}_3 \Leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 4\text{HCO}_3^-$  (dolomity). Proces rozpúšťania karbonátov je rýchly (kvantitatívne efektívny), čo sa odráža v hodnotách celkovej mineralizácie podzemnej vody v oblasti Veľkej Fatry prevažne v rozpätí od 300 do 450 mg · l<sup>-1</sup>. Reakcia prebieha spočiatku rýchlo, postupne sa spomaľuje a ustáva pri vytvorení rovnovážneho stavu medzi viazaným CO<sub>2</sub> (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) a voľným (rovnovážnym) CO<sub>2</sub>. Spolu s Ca<sup>2+</sup> a Mg<sup>2+</sup> prechádzajú pri rozpúšťaní karbonátov do vodného roztoku aj ďalšie prvky, ktoré izomorfne vstupujú do ich mriežok, prípadne ktorých karbonáty tvoria s kalcitom spoločnú asociáciu.

Rozpustnosť jednotlivých modifikácií CaCO<sub>3</sub>, resp. CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> je v destilovanej vode bez CO<sub>2</sub> nepatrná. Pri parciálnom tlaku CO<sub>2</sub> 0,01 MPa je však voda výborným rozpúšťadlom karbonátov. Izomorfne prímеси v karbonátoch pôsobia na rozpustnosť rôzne. Prítomnosť MgCO<sub>3</sub> zvyšuje rozpustnosť kalcitu, prímесь sadrovca v tuhej fáze, naopak, znižuje rozpustnosť kalcitu a rozpustnosť dolomitu neovplyvňuje. Prítomnosť solí SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> rozpustnosť dolomitu zvyšuje a rozpustnosť kalcitu znižuje (Gazda, 1965). Značný vplyv na proces tvorby chemického zloženia vody majú pôdy vyvinuté na mezozoických horninách – rendziny obsahujúce až 50 % CaCO<sub>3</sub>. Prítomnosť CaCO<sub>3</sub> výrazne ovplyvňuje celkové chemické zloženie podzemnej vody.

V prírodných podmienkach sa pri rozpúšťaní karbonátov uplatňujú ďalšie javy, ktoré napriek všeobecne vyššej rozpustnosti vápencov môžu posunúť celkovú mineralizáciu podzemnej vody dolomitov zvyčajne k vyšším hodnotám. Predovšetkým pri veľmi nízkom parciálnom tlaku CO<sub>2</sub> je dolomit o niečo rozpustnejší ako kalcit. Významnú úlohu pri mineralizačných procesoch má aj tzv. rozpúšťacia pórovitosť definovaná ako tvorba sekundárnych pórov, resp. dutín, podmienená rozpúšťacím účinkom vody. Tá je efektívnejšia pri dolomitoch a s tým je spojený dlhší vyrovnanejší obeh a lepší styk vody s horninou. Veľký význam má aj štruktúra dolomitu. Dolomity s neusporiadanou štruktúrou, tzv. protodolomity, sú vo vode rozpustnejšie. Vápence majú skôr tendenciu rozširovať existujúce trhliny a pukliny ako zvyšovať porozitu.

**Kryštalinikum** Veľkej Fatry tvoria prevažne rozličné typy granitov a granodioritov. Chemické zloženie v tomto horninovom prostredí sa tvorí predovšetkým hydrolytickým rozkladom silikátových minerálov (najmä živcov). Hlavným činiteľom tohto procesu sú ióny H<sup>+</sup>, ktoré vstupujú do mriežok silikátov, uvoľňujúc pri tom do vodného roztoku ióny alkalických zemín, alkálií, ako aj iných prvkov, ktoré v mriežkach silikátových minerálov izomorfne zastupujú alkálie alebo alkalické zeminy (napr. Li<sup>+</sup>, Ba<sup>2+</sup>, Sr<sup>2+</sup> a pod.). Pri tomto procese nastáva aj preformovanie mriežky silikátového minerálu, čo má za následok, že najmä v prípade kyslých živcov pri tomto procese časť SiO<sub>2</sub> ostáva mimo novej mriežky a vstupuje potom do vodného roztoku vo forme H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>. Nízke hodnoty pH zrážkovej vody (priemerná hodnota je nižšia ako 5,0) podmieniajú pomerne vysokú hodnotu hydrolytickej kapacity, ale napriek tomu je výsledný efekt mineralizačných procesov pomerne malý. Pretože silikátové minerály sú proti pôsobeniu vody značne odolné a kontakt vody s horninou je pomerne krátky (plytký puklinový obeh viazaný na zónu zvetrávania a podpovrchového rozpojenia hornín), hodnoty celkovej mineralizácie podzemnej vody kryštalinika sú všeobecne nízke (zvyčajne do 150 mg · l<sup>-1</sup>). Najodolnejšie proti zvetrávaniu sú K živce a muskovit, najmenej odolná je anortitová zložka. V granitoidoch Veľkej Fatry prevládajú acidnejšie variety Na plagioklasov nad Ca plagioklasmi (anortit), no koncentrácia Ca<sup>2+</sup> v podzemnej vode je niekoľkonásobne vyššia. Nadbytok Ca<sup>2+</sup> môže pochádzať z rozpúšťania karbonátov, menej aj z alochtónneho prínosu solí týchto prvkov z vegetačného, resp. pôdneho pokryvu. Komplikovaný je rozklad tmavých minerálov, ktoré sú zdrojom horčíka. Ten je podmienený najmä prítomnosťou kyslíka potrebného na oxidáciu Fe<sup>2+</sup> na Fe<sup>3+</sup>, čím sa zníži stabilita mriežky a vytvoria sa podmienky na uvoľnenie Mg<sup>2+</sup>, prípadne aj ďalších kovov. Preto s variabilitou obsahu rozpusteného O<sub>2</sub> je možné očakávať aj

kolísanie koncentrácie  $Mg^{2+}$ . Praktické hydrogeochemické dôsledky rozdielnej stability silikátov sa prejavujú v zastúpení jednotlivých katiónov, t. j. napr. v rozdielnych pomeroch zastúpenia alkalických kovov a alkalických zemín. Prítomnosť tmavých minerálov a priaznivé podmienky na ich rozklad sa prejavujú zmenou pomeru  $rMg/rCa$  v prospech Mg.

Pre plytký podpovrchový obeh podzemnej vody kryštalinika je typický vplyv atmosférického kyslíka najmä na priebeh oxidačných procesov, z ktorých najvýznamnejšia je oxidačná degradácia sulfidickej síry, najmä pyritu (sulfidy sú prítomné väčšinou v rozptýlenej forme, ojedinele sú kumulované v hydrotermálnych žilách). Oxidácia pyritu je komplex chemických a biochemických procesov, ktorých výsledný efekt závisí od zastúpenia sulfidickej síry, obsahu kyslíka potrebného na ich oxidáciu a od podmienok na biochemickú oxidáciu (klimatické podmienky, obsah živín a pod.). V zásade je pre podzemnú vodu kryštalinika typická silikátogénna, menej silikátogénno-sulfidogénna mineralizácia.

**Neovulkanity** Kremnických vrchov tvoria prevažne lávové prúdy rozličných typov andezitov a ich vulkanoklastiká, najmä brekie, konglomeráty, tufy a tufity. Mineralizačné procesy prebiehajúce v podzemnej vode lávových prúdov andezitov sú podobné ako v kryštaliniku. Pri hydrolytickom rozklade silikátových minerálov neovulkanitov sa do vody uvoľňuje viac  $SiO_2$  ako pri hydrolytickom rozklade silikátov kryštalinika (môže tvoriť až 30 – 50 % celkového minerálneho zloženia tejto podzemnej vody). Bázické silikáty neovulkanitov sú menej stále a, navyše, vo vulkanických horninách je viac amorfného  $SiO_2$ .

Podzemná voda pyroklastík má v porovnaní s vodou lávových prúdov viaceré špecifiká. Predovšetkým je pre ňu typický vyšší obsah rozpustených látok zvyčajne v dôsledku prítomnosti karbonátového tmelu, prípadne dlhšieho zdržania podzemnej vody v horninovom prostredí. To znamená, že kvantitatívne dominantným procesom podieľajúcim sa na tvorbe celkového chemického zloženia podzemnej vody pyroklastík môže byť rozpúšťanie karbonátov.

**Terciérne aj kvartérne sedimenty** tvoria viac alebo menej úlomky hornín uvedených horninových komplexov okolitých masívov, ktoré sa premiestnili procesmi denudácie a erózie. Z toho vyplýva, že mineralizácia podzemnej vody sedimentov hornín pôvodom z kryštalinika a neovulkanitov je získaná tými istými procesmi ako v materských horninách (hydrolytický rozklad silikátov, oxidácia pyritu, resp. rozpúšťanie amorfných foriem  $SiO_2$ ) a mineralizácia podzemnej vody sedimentov hornín pôvodom z mezozoika je získaná predovšetkým rozpúšťaním karbonátov za spolupôsobenia  $CO_2$ . Pre túto podzemnú vodu je charakteristická zvyčajne karbonátogénno-silikátogénna mineralizácia.

### Prestupy podzemnej vody

Významné prestupy podzemnej vody sa zistili medzi geologickými jednotkami mezozoika tvoriacimi horský masív Veľkej Fatry a terciérnymi a kvartérnymi sedimentmi Turčianskej kotliny. Po prestupe podzemnej vody Veľkej Fatry do sedimentov kotliny sa táto voda zvyčajne obohacuje o ďalší  $CO_2$  a v smere prúdenia do centra kotliny nastáva jej ďalšia mineralizácia. Charakter chemického zloženia ostáva podobný (pretože sedimenty kotliny predstavujú tie isté horniny priľahlého masívu, premiestnené procesmi denudácie a erózie) pri všeobecne vyššom obsahu rozpustených látok v podzemnej vode. Táto podzemná voda bola predmetom bližšej diskusie v práci Kordíka in Michalko et al. (2005).

Druhú skupinu reprezentuje podzemná voda prestupujúca z kryštalinika do horninového prostredia mezozoických karbonátov. Na styku kryštalinika s mezozoickými súvrstviami prebieha metamorfóza tejto podzemnej vody. Základnou črtou tejto metamorfózy je výrazný nárast  $Ca-HCO_3$ , resp.  $Ca-Mg-HCO_3$  zložiek ako vplyv energetického účinku obvykle vysoko agresívnej a nenasýtenej vody kryštalinika na kalcit, resp. dolomit. S týmto javom súvisí aj výrazný nárast hodnôt celkovej mineralizácie. Intenzita rozpúšťania karbonátov je v počiatočnom štádiu styku vysoká, neskoršie klesá a nakoniec sa ustáľuje obdobný rovnovážny stav ako pri infiltrácii a obehu zrážkovej vody vo vápencovo-dolomitických komplexoch. Mierou dosiahnutia tejto rovnováhy je eliminácia agresívneho  $CO_2$ . Obsah ostatných komponentov sa mení iba nepatrne, najmä v závislosti od lokálnych podmienok. K prestupujúcej podzemnej vode tohto typu je možné zaradiť 2 vzorky vody – odberové miesta č. 159 a 195. Jej plošné vyčlenenie bolo teda vzhľadom na ojedinelé lokálne zdokumentovanie problematické, a preto sa nerealizovalo.



Vzhľadom na vzájomnú pozíciu kryštalinika a mezozoika (mezozoikum skôr pokrýva vrcholové časti pohoria) bola zdokumentovaná aj podzemná voda prestupujúca z mezozoických komplexov do horninového prostredia kryštalinika (odberné miesta č. 178, 198, resp. 227). Podzemná voda sa vyznačuje obsahom rozpustených látok zvyčajne v rozpätí 150 – 250 mg · l<sup>-1</sup>, teda hodnotami v intervale medzi typickým obsahom v podzemnej vode mezozoika, resp. kryštalinika.

### 6.1.2. Antropogénne faktory

Pretože Veľká Fatra je národný park (predtým chránená prírodná oblasť), na dotváraní chemického zloženia podzemnej vody študovanej oblasti sa látky antropogénneho pôvodu podieľajú len v obmedzenej miere. Medzi produkty, resp. odpad produktov ľudskej činnosti, ktoré môžu v oblasti potenciálne vplývať na kvalitu podzemnej vody, patria najmä exhaláty (všetky plynné a prašné anorganické a organické látky vypúšťané do ovzdušia) a pevný odpad (z osídlenia). Odpadová voda (z priemyselnej výroby, miest a obcí), resp. agrochemikálie (najmä z poľnohospodárskej činnosti) sa v oblasti prakticky nevyskytujú.

**Exhaláty** môžu priamo a výrazne ovplyvňovať okrem kvality ovzdušia aj kvalitu zrážkovej vody. Plynné a prašné súčasti exhalátov môže vietor zanášať často do značnej vzdialenosti od miesta ich vzniku. Ich vplyv na chemické zloženie podzemnej vody sa prejavuje najmä na územiach nachádzajúcich sa v pásmach prevažujúceho smeru prúdenia vetrov. Ak prašné podiely sedimentujú, vytvárajú vrchnú časť pôdneho pokryvu s rizikom vstupu znečistenia do podzemného obehu. Dymové plyny obsahujú okrem iného najmä plyny CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> a NH<sub>3</sub> (Bujalka et al., 1973).

Potenciálne zdroje znečistenia v regióne predstavujú **skládky** tuhého komunálneho odpadu, najmä na západnom okraji územia na styku Veľkej Fatry s Turčianskou kotlinou. Z **odpadovej vody** môže potenciálne ovplyvňovať chemické zloženie podzemnej vody voda zo septikov presakujúca do zvodnených sedimentov a splašková voda miest a obcí bez čistiarní odpadovej vody. Odpadová voda obsahuje okrem bakteriologického a organického znečistenia aj značnú koncentráciu iónov NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> a K<sup>+</sup>. Zatiaľ čo organické aj bakteriologické znečistenie sa môže prostredníctvom vzdušného kyslíka a mikroorganizmov rýchlo likvidovať, anorganické znečistenie pretrváva a spôsobuje trvalú zmenu chemického zloženia podzemnej vody aj zvyšovanie jej celkovej mineralizácie najmä nárastom obsahu iónov NO<sub>3</sub><sup>-</sup> a Cl<sup>-</sup>, ako aj SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> a K<sup>+</sup>.

Potenciálne zdroje znečistenia (skládky odpadu a staré záťaže) spracované z údajov Geofondu ŠGÚDŠ sú zobrazené osobitnými symbolmi na hydrogeochemickej mape.

## 6.2. CHARAKTERISTIKA A KLASIFIKÁCIA CHEMICKÉHO ZLOŽENIA PODZEMNEJ VODY

Charakteristika chemického zloženia podzemnej vody je spracovaná na základe výsledkov chemických analýz podzemnej vody, ktoré sú konfrontované so znalosťou prírodných daností zmapovaného územia. Prvá časť (kap. 6.2.1) sa zaoberá všeobecnou charakteristikou podzemnej vody oblastí, v ktorej sú zhodnotené využité aj nevyužité údaje pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy. Charakteristika vyčlenených hydrogeochemických skupín podzemnej vody je prezentovaná v kap. 6.2.2. Režimovým pozorovaniam podzemnej vody v rámci národného monitoringu SHMÚ je venovaná pozornosť v kap. 6.2.3.

### 6.2.1. Všeobecná charakteristika chemického zloženia podzemnej vody

#### Podzemná voda využitá na zostavenie hydrogeochemickej mapy

V zmysle genetickej klasifikácie podzemnej vody Západných Karpát sa v regióne formuje voda s petrogénnou mineralizáciou, resp. tzv. **petrogénna podzemná voda** (Gazda, 1974). To znamená, že chemické zloženie tejto vody je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom horninového prostredia jej obehu. Pri hodnotení hydrogeochemických pomerov boli na základe geologicko-tektonických a hydrogeologických pomerov územia vyčlenené nasledujúce **hydrogeochemické skupiny podzemnej vody**:

- *podzemná voda s karbonátogénnou mineralizáciou* s obehom v mezozoických komplexoch Veľkej Fatry (dolomity, vápence); v prípade koncentračných akumulácií sadrovca, prípadne anhydritu bola zdokumentovaná *podzemná voda s karbonátogénno-sulfátogénnou mineralizáciou* s obehom predovšetkým v horninovom prostredí karpatského keuperu;
- *podzemná voda so silikátogénnou, prípadne silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou* s obehom v kryštaliniku Veľkej Fatry a v priľahlom lúžňanskom súvrství (mezozoikum – trias); v podzemnej vode lúžňanského súvrstvia prestupujúcej polohami karbonatických hornín bola zaznamenaná *silikátogénno-karbonátogénna mineralizácia*;
- *podzemná voda so silikátogénnou, resp. silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou* s obehom vo vulkanickom neogéne;
- *podzemná voda so silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou* s obehom v horninovom prostredí neogénnych a paleogénnych sedimentov a fluvialných sedimentov kvartéru.

**Charakter distribúcie hodnôt celkovej mineralizácie** celého súboru je zrejmy z frekvenčnej tabuľky a histogramu rozdelenia početností uvedených v tab. 6.3 a na obr. 6.1. Intervaly sú rozdelené pravidelne, s krokom  $40 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Histogram prezentuje dvojmodálne rozdelenie početností. Prvú časť histogramu s vrcholom v intervale hodnôt celkovej mineralizácie  $80 - 120 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  reprezentuje výlučne podzemná voda kryštalinika. Druhá časť histogramu s vrcholom v intervale  $320 - 360 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  je charakteristická pre ostatné hydrogeochemické skupiny podzemnej vody mezozoika, sedimentárneho neogénu, paleogénu aj kvartéru. Obsah rozpustených látok pohybujúci sa v najvyššom intervale hodnôt vyšších ako  $680 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  môže byť sčasti podmienený prírodnými procesmi (napr. zvýšený obsah síranov v prostredí karpatského keuperu), resp. sčasti môže indikovať aj antropogénny prínos látok do podzemnej vody (najmä hodnoty vyššie ako  $1\,000 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ).

Tab. 6.3. Frekvenčná tabuľka hodnôt celkovej mineralizácie zo všetkých odberových miest podzemnej vody – údaje využité pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy.

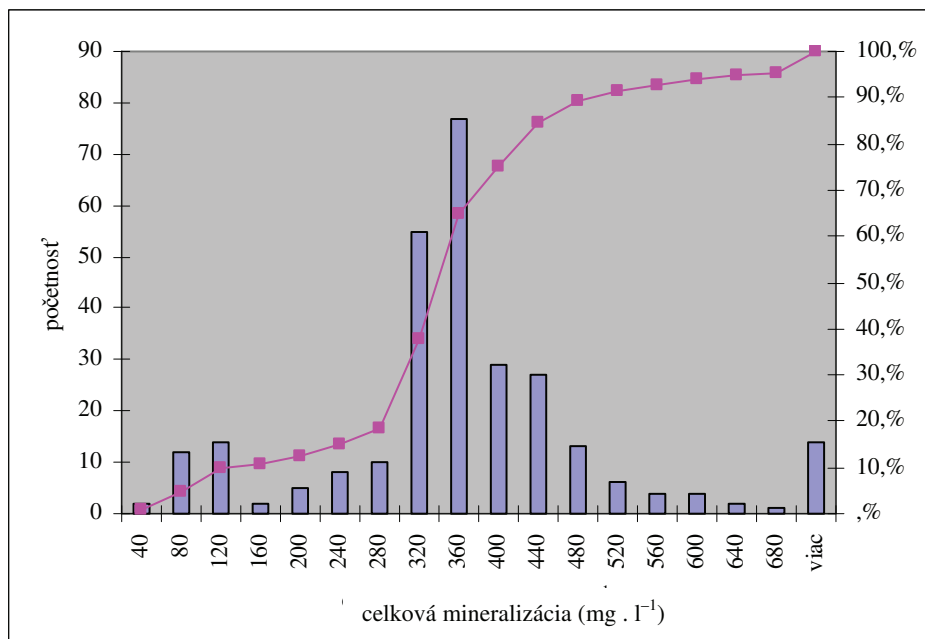
Celková mineralizácia $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$	Početnosť	Kumulatívne %	Celková mineralizácia $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$	Početnosť	Kumulatívne %
$\leq 40$	2	0,70	$\leq 400$	29	75,09
$\leq 80$	12	4,91	$\leq 440$	27	84,56
$\leq 120$	14	9,82	$\leq 480$	13	89,12
$\leq 160$	2	10,53	$\leq 520$	6	91,23
$\leq 200$	5	12,28	$\leq 560$	4	92,63
$\leq 240$	8	15,09	$\leq 600$	4	94,04
$\leq 280$	10	18,60	$\leq 640$	2	94,74
$\leq 320$	55	37,89	$\leq 680$	1	95,09
$\leq 360$	77	64,91	viac ako 680	14	100

Sumárna štatistická charakteristika chemického zloženia podzemnej vody celého súboru je prezentovaná v tab. 6.4. Evidentná je pomerne výrazná variabilita prakticky všetkých sledovaných určujúcich chemických parametrov v podzemnej vode, odrážajúca najmä rôznorodosť horninového prostredia obehu podzemnej vody, ako aj zložitnosť hydrogeologických a hydrogeochemických podmienok tvorby chemického zloženia.

**V antropogénne neovplyvnenej podzemnej vode** prvého zvodneného horizontu vzhľadom na dominujúce procesy tvorby chemického zloženia *prevláda* (viac ako 95 % analýz)  **$A_2$  základný výrazný a nevýrazný  $\text{Ca-HCO}_3$ , prípadne  $\text{Ca-Mg-HCO}_3$  typ** chemického zloženia (priemerné zastúpenie zložky  $A_2$  zo všetkých analýz je 80,2 ekv. % – tab. 6.4). V necelých 5 % vzoriek je v podzemnej vode zastúpený zvýšený podiel zložky  $S_2(\text{SO}_4)$  (viac ako 20 ekv. %). V 3 vzorkách bol zdokumentovaný  $A_2$ - $S_2(\text{SO}_4)$  prechodný, v 13 analýzach  $S_2(\text{SO}_4)$  základný výrazný a v 5 analýzach  $S_2(\text{SO}_4)$  základný nevýrazný typ chemického zloženia. V 4 analýzach sa v regióne zistil zmiešaný typ chemického zloženia podzemnej vody.

V tabuľke 6.5 sú uvedené priemerné hodnoty analyzovaných ukazovateľov jednotlivých vyčlenených hydrogeochemických skupín podzemnej vody a v tab. 6.6 mediány stanovených zložiek (medián

reprezentuje robustnejší prístup, lepšie charakterizuje posudzované zložky vzdialené od normálnej distribúcie a je odolný proti vplyvu odľahlých hodnôt). Zvýraznením a sivým rastrom, resp. len zvýraznením sú vyjadrené najvyššie, resp. najnižšie hodnoty ukazovateľa vo vyčlenených hydrogeochemických skupinách podzemnej vody.



Obr. 6.1. Histogram početnosti hodnôt celkovej mineralizácie zo všetkých odberových miest podzemnej vody – údaje využité pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy.

Tab. 6.4. Základné štatistické parametre chemického zloženia podzemnej vody využité pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy.

	Všetky odberové miesta					
	n	priemer	medián	s smer. odchýl.	minimum	maximum
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )						
Teplota vody (°C)	277	8,6	8,2	2,4	2,0	17,6
pH	283	7,68	7,78	0,53	3,61	8,44
Mineralizácia	284	349,3	336,0	159,1	32,4	1 306,3
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol · l <sup>-1</sup> )	284	2,17	2,13	0,97	0,11	6,86
O <sub>2</sub>	232	8,7	9,2	2,2	0,0	12,8
ChSK <sub>Mn</sub>	280	1,62	1,31	1,31	0,04	12,00
Li <sup>+</sup>	242	0,006	0,003	0,011	0,001	0,100
Na <sup>+</sup>	284	2,20	0,77	5,58	0,05	78,00
K <sup>+</sup>	284	1,64	0,40	7,04	0,05	65,00
Ca <sup>2+</sup>	284	58,98	54,93	29,82	3,00	239,68
Mg <sup>2+</sup>	284	16,97	19,21	9,60	0,82	53,99
Sr <sup>2+</sup>	242	0,24	0,12	0,45	0,01	5,48
Fe <sub>celk</sub>	284	0,095	0,025	0,341	0,001	4,426
Mn <sup>2+</sup>	284	0,021	0,003	0,119	0,001	1,880
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	284	0,040	0,025	0,075	0,003	0,958
F <sup>-</sup>	279	0,052	0,050	0,041	0,005	0,540
Cl <sup>-</sup>	284	3,85	1,58	9,10	0,29	109,19
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	284	27,52	18,90	39,26	4,10	534,95
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	154	0,063	0,006	0,115	0,003	0,437
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	284	7,99	6,28	10,16	0,16	99,10
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	284	0,033	0,005	0,202	0,003	3,300
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	284	223,2	231,9	91,9	0,0	632,2

Tab. 6.4 – pokračovanie.

	Všetky odberové miesta					
	n	priemer	medián	$\overset{s}{\text{sm. odchýl.}}$	minimum	maximum
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg . l <sup>-1</sup> )						
SiO <sub>2</sub>	284	5,73	4,26	4,78	0,75	37,26
Vol. CO <sub>2</sub>	276	8,2	5,3	10,5	0,0	105,6
Agres. CO <sub>2</sub>	265	2,36	0,00	6,40	0,00	44,00
Cr	283	0,001 3	0,001 0	0,001 6	0,000 1	0,016 7
Cu	283	0,002 0	0,001 1	0,002 0	0,000 2	0,010 0
Zn	283	0,036 5	0,002 5	0,136 7	0,000 1	1,053 0
As	249	0,000 7	0,000 5	0,000 5	0,000 1	0,004 0
Cd	283	0,000 5	0,000 3	0,003 8	0,000 0	0,063 3
Se	269	0,000 8	0,000 5	0,000 7	0,000 1	0,004 4
Pb	259	0,001 7	0,001 0	0,002 2	0,000 1	0,019 0
Hg	239	0,000 15	0,000 10	0,000 22	0,000 05	0,002 20
Ba <sup>2+</sup>	220	0,055 4	0,030 0	0,089 1	0,002 0	0,841 7
Al <sup>3+</sup>	240	0,099 6	0,030 0	0,197 9	0,005 0	1,360 0
Sb	234	0,000 3	0,000 1	0,000 4	0,000 1	0,003 9
Al <sup>3+</sup> filtrovaný	145	0,025 8	0,005 0	0,049 0	0,005 0	0,320 0
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)						
S <sub>1</sub>	284	3,6	1,0	5,9	0,1	23,8
S <sub>2</sub>	284	15,4	12,4	10,6	0,0	79,1
A <sub>2</sub>	284	80,2	85,8	16,0	0,0	96,5
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	284	12,7	9,3	10,1	0,0	78,9
Charakterizačné koeficienty (-)						
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	284	0,043	0,010	0,078	0,000	0,352
rMg/rCa	284	0,508	0,524	0,266	0,030	1,012
rSO <sub>4</sub> /M	284	0,069	0,049	0,058	0,013	0,399
Stupeň znečistenia	284	0,808	0,000	3,497	0,000	36,980

**Najvyššou priemernou koncentráciou** väčšiny základných iónov, ako aj hodnotami celkovej mineralizácie sa vyznačuje podzemná voda sedimentárneho neogénu a paleogénnych súvrství. Čiastočne v prípade chloridov a dusičnanov indikujúcich ich antropogénny prínos do prostredia sa vysoká koncentrácia zaznamenala aj v podzemnej vode fluvialných náplavov (tab. 6.5). Najvyššia priemerná koncentrácia väčšiny stopových prvkov sa zaznamenala v podzemnej vode kvartérnych fluvialných sedimentov terás. Pre podzemnú vodu vulkanického neogénu je charakteristická najvyššia priemerná koncentrácia SiO<sub>2</sub>, 14,69 mg . l<sup>-1</sup> (vzhľadom na nízky počet vzoriek v tomto prostredí je však priemerná hodnota nižšia ako v typickej podzemnej vode vulkanického neogénu priľahlej oblasti Kremnických vrchov). Pre podzemnú vodu kryštalinika je typická najvyššia priemerná koncentrácia agresívneho CO<sub>2</sub> (18,66 mg . l<sup>-1</sup>). Osobitnú, dominantnú skupinu v území tvorí podzemná voda mezozoika s karbonátogénnou mineralizáciou a podzemná voda vulkanického neogénu so silikátogénnou, resp. silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou s pomerne vyrovnaným zastúpením rozpustených látok (priemerné hodnoty celkovej mineralizácie sa pohybujú v rozpätí od 337 do 395 mg . l<sup>-1</sup>, s výnimkou podzemnej vody lúžňanského súvrstvia s priemernou hodnotou celkovej mineralizácie 182 mg . l<sup>-1</sup> a karpatského keuperu s hodnotou 431 mg . l<sup>-1</sup>).

**Výrazne najnižšia priemerná hodnota** celkovej mineralizácie bola vypočítaná pri podzemnej vode kryštalinika (101,6 mg . l<sup>-1</sup>), ktorej zodpovedá aj najnižšia priemerná koncentrácia väčšiny základných iónov. Uvedené skutočnosti o priemerných hodnotách prvkov a zložiek (tab. 6.5) platia väčšinou aj pri hodnotách **mediánov** vo vyčlenených hydrogeochemických skupinách podzemnej vody (tab. 6.6).

Tab. 6.5. Priemerná koncentrácia sledovaných zložiek vyčlenených hydrogeochemických skupín podzemnej vody (zvýraznením a sivým rastrom, resp. len zvýraznením sú vyjadrené najvyššie, resp. najnižšie hodnoty štatistického ukazovateľa).

Priemerné hodnoty	Homínové prostredie														Všetky vzorky
	g	mt_lv	mt_d	mt_v	mj	mk	mt_kk	Nvp	Ns	PG	Qf	Qt			
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg . l <sup>-1</sup> )															
Teplota vody (°C)	9,5	7,2	7,7	8,1	8,6	9,2	8,9	9,2	12,1	11,5	11,8	11,4	8,6		
pH	<b>6,98</b>	<b>6,88</b>	7,83	7,87	7,80	<b>7,92</b>	7,73	7,53	7,39	7,49	7,50	7,73	7,68		
Mineralizácia	<b>101,6</b>	182,0	354,4	337,8	350,0	354,3	431,0	395,7	<b>770,5</b>	<b>673,3</b>	557,9	378,7	349,3		
Ca <sup>2+</sup> +Mg <sup>2+</sup> (mmol . l <sup>-1</sup> )	<b>0,49</b>	1,19	2,30	2,13	2,18	2,18	2,78	2,38	<b>4,45</b>	3,71	3,20	2,35	2,17		
O <sub>2</sub>	8,2	9,3	9,5	8,9	8,6	8,4	8,7	<b>10,2</b>	6,8	5,0	7,1	7,1	8,7		
ChSK <sub>Min</sub>	<b>3,01</b>	<b>3,32</b>	1,53	1,12	1,16	1,26	<b>0,88</b>	1,03	2,24	1,87	1,05	1,23	1,62		
Li <sup>+</sup>	0,008	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004		0,006	<b>0,021</b>	0,014	<b>0,002</b>	0,006		
Na <sup>+</sup>	3,41	<b>0,59</b>	1,00	0,74	1,21	1,70	1,59	1,77	7,07	<b>14,17</b>	7,74	1,37	2,20		
K <sup>+</sup>	0,97	0,79	<b>0,28</b>	0,36	0,50	0,63	0,70	0,85	<b>21,33</b>	<b>19,78</b>	2,02	1,77	1,64		
Ca <sup>2+</sup>	<b>14,95</b>	29,83	53,66	63,97	64,43	72,32	81,27	75,95	<b>114,63</b>	<b>111,83</b>	91,85	61,99	58,98		
Mg <sup>2+</sup>	<b>2,88</b>	10,92	23,28	13,02	13,93	8,75	18,28	11,91	<b>38,75</b>	22,49	22,01	19,62	16,97		
Sr <sup>2+</sup>	0,07	0,08	0,12	0,33	0,41	0,28	<b>0,99</b>		0,12	0,42	0,20	0,19	0,24		
Fe <sub>celk</sub>	0,145	0,075	0,087	0,038	0,053	0,066	0,034	<b>0,015</b>	0,017	<b>0,410</b>	0,133	0,030	0,095		
Mn <sup>2+</sup>	0,031	0,022	0,011	0,004	0,009	0,006	0,004	0,005	0,003	0,070	<b>0,339</b>	<b>0,003</b>	0,021		
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,052	0,050	0,036	0,027	0,057	0,027	0,039	0,027	0,050	0,041	<b>0,135</b>	<b>0,025</b>	0,040		
F <sup>-</sup>	<b>0,076</b>	0,050	0,045	0,043	0,040	0,050	0,059	<b>0,030</b>	0,050	0,069	<b>0,076</b>	0,050	0,052		
Cl <sup>-</sup>	1,37	1,03	2,46	3,22	2,08	2,56	2,60	2,07	<b>23,99</b>	<b>22,29</b>	<b>19,77</b>	2,07	3,85		
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	18,09	12,83	19,98	21,08	23,00	25,45	<b>78,54</b>	18,17	<b>61,64</b>	<b>65,16</b>	47,85	31,51	27,52		
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,110	0,048	0,037	0,054	<b>0,148</b>	0,093	0,112	<b>0,009</b>		0,099	0,015		0,063		
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	4,92	5,96	6,74	6,81	5,06	6,51	6,32	<b>3,90</b>	<b>33,93</b>	<b>26,38</b>	<b>30,01</b>	4,76	7,99		
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,032	0,012	<b>0,011</b>	<b>0,011</b>	0,018	0,013	0,017	0,020	<b>1,103</b>	0,078	0,030	0,347	0,033		
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	41,2	113,7	243,0	221,9	231,7	229,7	235,0	266,2	<b>454,4</b>	378,8	325,3	251,4	223,2		
SiO <sub>2</sub>	<b>13,14</b>	4,86	<b>2,95</b>	4,71	7,03	5,29	5,68	<b>14,69</b>	<b>13,29</b>	10,84	9,23	3,42	5,73		
vol. CO <sub>2</sub>	<b>4,4</b>	4,7	6,5	6,6	5,7	6,4	12,7	17,6	<b>31,7</b>	<b>30,9</b>	17,3	5,9	8,2		
agres. CO <sub>2</sub>	<b>18,66</b>	8,53	1,14	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	0,22	0,35	0,00	0,00	0,00	1,10	<b>0,00</b>	2,36		



Tab. 6.5 – pokračovanie.

Priemerné hodnoty	Horninové prostredie											Všetky vzorky	
	$\gamma$	mt_lv	mt_d	mt_v	nj	mk	mt_kk	Nvp	Ns	PG	Qf		Qt
	Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg.l <sup>-1</sup> )												
Cr	0,001 2	0,001 3	0,001 5	0,001 4	0,000 7	0,001 0	0,001 4	0,001 1	0,000 5	0,000 7	<b>0,003 9</b>	<b>0,000 3</b>	0,001 3
Cu	0,001 0	<b>0,000 9</b>	0,002 1	0,002 2	0,002 2	0,001 8	0,002 7	0,003 2	0,001 5	0,001 9	<b>0,005 7</b>	0,001 4	0,002 0
Zn	0,002 5	<b>0,001 6</b>	0,042 5	0,003 5	0,044 3	0,011 5	0,020 2	0,005 9	0,018 3	0,041 1	<b>0,448 3</b>	0,069 0	0,036 5
As	0,000 8	<b>0,000 5</b>	0,000 7	0,000 7	<b>0,000 5</b>	0,000 6	<b>0,000 5</b>	0,000 8	<b>0,001 4</b>	0,000 7	0,000 5	0,000 8	0,000 7
Cd	<b>0,000 2</b>	<b>0,000 2</b>	0,000 3	0,000 3	0,000 2	<b>0,001 8</b>	0,000 3	0,000 6	0,000 3	0,000 3	0,000 7	0,000 3	0,000 5
Se	0,000 9	<b>0,000 5</b>	0,000 7	0,001 0	0,000 8	0,000 9	0,000 6	0,000 9	0,000 5	<b>0,001 3</b>	0,001 0	<b>0,000 5</b>	0,000 8
Pb	0,001 5	0,002 1	0,001 7	0,001 3	0,001 0	0,001 8	0,001 5	0,001 5	0,001 0	0,003 0	<b>0,005 1</b>	<b>0,000 7</b>	0,001 7
Hg	0,000 11	0,0003 0	0,0001 2	0,000 14	0,000 20	0,000 13	0,000 15	<b>0,000 10</b>	<b>0,000 80</b>	0,000 17	0,000 23	<b>0,000 10</b>	0,000 15
Ba <sup>2+</sup>	0,087 3	0,103 4	0,041 8	0,036 3	0,096 3	0,051 2	0,060 9	0,085 0	0,050 0	0,055 0	<b>0,129 8</b>	<b>0,020 0</b>	0,055 4
Al <sup>3+</sup>	0,166 7	<b>0,260</b>	0,069 7	0,060 6	0,051 3	0,110 3	0,069 0	0,017 5	0,100 0	<b>0,201 4</b>	0,007 5	0,040 0	0,099 6
Sb	0,000 3	<b>0,000 5</b>	0,000 4	0,000 2	<b>0,000 1</b>	0,000 3	0,000 3		0,000 2	0,000 1	0,000 5	0,000 2	0,000 3
Al <sup>3+</sup> filtrovaný	0,010 4	0,005 0	0,035 0	0,038 2	<b>0,005 0</b>	0,018 6	<b>0,060 0</b>		<b>0,005 0</b>	0,006 3	<b>0,005 0</b>	0,006 7	0,025 8
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)													
S <sub>1</sub>	<b>16,2</b>	6,2	1,0	1,0	1,5	1,9	1,4	2,2	8,6	10,7	5,9	2,1	3,6
S <sub>2</sub>	<b>30,0</b>	24,5	11,7	13,8	12,1	13,4	21,0	<b>8,7</b>	16,8	14,0	20,1	13,7	15,4
A <sub>2</sub>	50,8	63,5	87,1	85,1	86,2	84,3	77,3	<b>89,0</b>	74,5	74,1	73,6	84,0	80,2
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	<b>27,9</b>	<b>21,8</b>	8,7	10,1	10,4	11,4	<b>18,9</b>	7,9	10,6	11,1	12,7	12,8	12,7
Charakterizačné koeficienty (-)													
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	<b>0,202</b>	0,088	0,010	0,010	0,015	0,019	0,014	0,023	0,107	0,141	0,062	0,022	0,043
rMg/rCa	0,298	0,626	<b>0,738</b>	0,342	0,367	0,212	0,412	0,293	0,575	0,365	0,417	0,526	0,508
rSO <sub>4</sub> /M	<b>0,175</b>	0,114	0,044	0,051	0,052	0,058	0,097	0,041	0,065	0,073	0,067	0,065	0,069
Stupeň znečistenia	1,417	1,533	0,640	0,123	0,621	0,864	0,555	0,000	0,483	3,843	<b>6,600</b>	0,000	0,994

Pozn.:  $\gamma$  – kryštalínium, mt\_lv – lúžňanské súvrstvie, mt\_d – mezozoikum – triasové vápence, nj – mezozoikum – triasové vápence, mk – mezozoikum – pestré vápence jury, mk – mezozoikum – krieda – slienité vápence, sliene, mt\_kk – mezozoikum – karpatský keuper, Nvp – vulkanický neogén s prevahou pyroklastík, Ns – sedimentárny neogén v celku, PG – paleogén v celku, Qt – terasové sedimenty fluvialného kvartéru, Qf – fluvialný kvartér.

Tab. 6.6. Mediány sledovaných zložiek vyčlenených hydrogeochemických skupín podzemnej vody (zvýraznením a sivým rastrom, resp. len zvýraznením sú vyjadrené najvyššie, resp. najnižšie hodnoty štatistického ukazovateľa).

Mediány	Horninové prostredie (rovnaké ako v tab. 6.5)														Všetky vzorky
	γ	mt_lv	mt_d	mt_v	mj	mk	mt_kk	Nvp	Ns	PG	Qf	Qt			
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )															
Teplota vody (°C)	9,4	6,6	7,5	7,8	8,9	8,7	7,8	8,3	12,2	10,0	12,0	11,5	8,2		
pH	7,14	7,16	7,86	7,89	7,82	7,93	7,73	7,50	7,40	7,40	7,47	7,72	7,78		
Mineralizácia	94,9	208,0	338,2	333,8	375,5	341,1	322,0	413,1	779,7	612,9	527,8	364,4	336,0		
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol · l <sup>-1</sup> )	0,43	1,36	2,18	2,12	2,31	2,11	2,04	2,52	4,60	3,36	3,13	2,26	2,13		
O <sub>2</sub>	8,4	9,3	10,0	9,4	8,8	8,3	8,8	10,2	7,6	4,0	7,1	7,6	9,2		
ChSK <sub>Min</sub>	2,18	3,92	1,40	1,12	0,88	1,20	0,88	1,04	1,68	1,36	1,11	1,20	1,31		
Li <sup>+</sup>	0,005	0,005	0,001	0,003	0,004	0,003	0,002		0,006	0,014	0,019	0,001	0,003		
Na <sup>+</sup>	3,37	0,59	0,40	0,80	1,01	1,20	0,81	1,50	4,30	9,30	8,46	0,90	0,77		
K <sup>+</sup>	0,96	0,59	0,20	0,30	0,40	0,42	0,48	0,70	1,60	12,00	1,66	1,50	0,40		
Ca <sup>2+</sup>	13,40	29,65	51,50	64,53	68,63	71,44	56,71	76,95	113,83	110,30	85,92	59,32	54,93		
Mg <sup>2+</sup>	1,97	13,15	23,10	12,66	11,92	7,54	17,00	10,21	38,43	23,03	20,89	20,19	19,21		
Si <sup>2+</sup>	0,06	0,04	0,05	0,19	0,24	0,23	0,52		0,12	0,26	0,12	0,13	0,12		
Fe <sub>celk</sub>	0,084	0,055	0,020	0,025	0,025	0,020	0,025	0,010	0,010	0,020	0,065	0,020	0,025		
Mn <sup>2+</sup>	0,017	0,014	0,003	0,003	0,005	0,003	0,003	0,005	0,003	0,005	0,013	0,003	0,003		
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,033	0,045	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,085	0,025	0,025		
F <sup>-</sup>	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,030	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050		
Cl <sup>-</sup>	1,31	1,20	1,60	1,62	1,60	1,42	1,24	2,31	22,34	10,46	18,43	2,13	1,58		
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	17,57	10,35	16,75	19,95	21,36	23,09	22,59	19,46	61,07	49,26	49,00	27,61	18,90		
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,020	0,005	0,005	0,010	0,005	0,061	0,008	0,010		0,015	0,020		0,006		
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3,86	6,24	6,60	4,78	4,30	5,65	4,55	5,00	42,60	17,40	19,80	4,70	6,28		
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,020	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,015	0,005	0,020	0,015	0,370	0,005		
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	32,3	143,5	234,3	222,1	250,8	231,9	214,8	278,2	445,4	360,0	307,8	253,2	231,9		
SiO <sub>2</sub>	13,10	4,29	2,31	5,11	6,22	5,08	4,55	12,82	13,62	11,84	3,60	2,86	4,26		
vol. CO <sub>2</sub>	2,2	4,4	5,4	6,6	5,3	5,3	4,4	19,8	31,7	24,2	22,0	7,0	5,3		
agres. CO <sub>2</sub>	17,47	4,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		

Tab. 6.6 – pokračovanie.

Mediány	Horninové prostredie (rovnaké ako v tab. 6.5)											Všetky vzorky	
	$\gamma$	mt_lv	mt_d	mt_v	mj	mk	mt_kk	Nvp	Ns	PG	Qf		Qt
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )													
Cr	0,000 4	0,001 0	0,001 0	0,001 1	0,000 3	0,000 4	0,000 6	0,000 5	0,000 3	0,000 3	<b>0,003 8</b>	0,000 3	0,001 0
Cu	0,001 0	0,001 0	0,001 1	0,001 1	0,001 0	0,001 5	0,002 0	0,004 0	0,001 6	0,001 4	<b>0,005 0</b>	0,000 8	0,001 1
Zn	<b>0,001 0</b>	0,002 5	0,002 5	0,002 5	0,006 0	0,002 5	0,003 8	0,006 3	0,014 0	0,015 0	<b>0,366 0</b>	0,086 0	0,002 5
As	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,000 5	<b>0,001 0</b>	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,000 5
Cd	<b>0,000 2</b>	0,000 3	0,000 3	0,000 3	0,000 3	0,000 3	0,000 3	0,000 5	0,000 3	0,000 3	<b>0,000 8</b>	0,000 3	0,000 3
Se	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,001 0	0,000 5	0,001 0	<b>0,001 0</b>	0,000 5	0,000 5
Pb	0,001 5	0,002 5	0,001 0	0,001 0	0,000 6	0,000 6	0,001 0	0,002 0	<b>0,000 5</b>	0,000 6	<b>0,006 0</b>	<b>0,000 5</b>	0,001 0
Hg	0,000 05	0,0000 5	0,000 10	0,000 10	0,000 10	0,000 10	0,000 10	0,000 10	0,000 10	0,000 10	<b>0,0002 3</b>	0,000 10	0,000 10
Ba <sup>2+</sup>	0,040 0	0,060 0	<b>0,005 0</b>	0,040 0	0,075 0	0,050 0	0,055 0	0,050 0	0,050 0	0,050 0	<b>0,100 0</b>	0,010 0	0,030 0
Al <sup>3+</sup>	0,090 0	<b>0,115 0</b>	0,014 1	0,020 0	0,030 0	0,060 0	0,015 0	0,017 5	0,070 0	0,023 8	0,007 5	0,040 0	0,030 0
Sb	0,000 1	<b>0,000 5</b>	0,000 4	0,000 1	0,000 1	0,000 1	0,000 3		0,000 1	0,000 1	<b>0,000 5</b>	0,000 2	0,000 1
Al <sup>3+</sup> filtrovaný	<b>0,010 0</b>	0,005 0	0,005 0	0,005 0	0,005 0	0,005 0	0,005 0		0,005 0	0,005 0	0,005 0	0,005 0	0,005 0
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)													
S <sub>1</sub>	<b>15,8</b>	1,4	0,5	1,0	1,5	1,3	1,3	1,5	2,0	8,6	6,4	1,7	1,0
S <sub>2</sub>	<b>29,1</b>	16,3	11,4	12,2	11,5	12,9	14,0	9,7	19,0	13,6	22,1	14,0	12,4
A <sub>2</sub>	51,9	82,5	87,9	86,9	87,3	85,7	85,0	<b>88,8</b>	72,4	73,4	70,9	84,4	85,8
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	<b>28,9</b>	12,3	8,1	10,3	9,3	10,5	10,5	7,9	13,2	11,2	14,2	12,6	9,3
Charakterizačné koeficienty (-)													
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	<b>0,195</b>	0,014	<b>0,005</b>	0,010	0,013	0,013	0,012	0,015	0,020	0,094	0,068	0,017	0,010
rMg/rCa	0,251	0,586	<b>0,733</b>	0,317	0,327	<b>0,176</b>	0,318	0,347	0,620	0,322	0,380	0,500	0,524
rSO <sub>4</sub> /M	<b>0,175</b>	0,062	0,040	0,051	0,047	0,055	0,053	<b>0,040</b>	0,067	0,072	0,073	0,063	0,049
Stupeň znečistenia	<b>0,760</b>	0,483	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,200	0,580	0,015	0,000	0,000

Pozn.:  $\gamma$  – kryštalinitikum, mt\_lv – lúžňanské súvrstvie, mt\_d – mezozoikum – trias (dolomity v celku), mt\_v – mezozoikum – triasové vápence, mj – mezozoikum – pestré vápence jury, mk – mezozoikum – krieda – slienité vápence, sliene, mt\_kk – mezozoikum – karpaty keuper, Nvp – vulkanický neogén s prevahou pyroklastík, Ns – sedimentárny neogén v celku, PG – paleogén v celku, Qt – terasové sedimenty fluviálneho kvartéru, Qf – fluviálny kvartér.

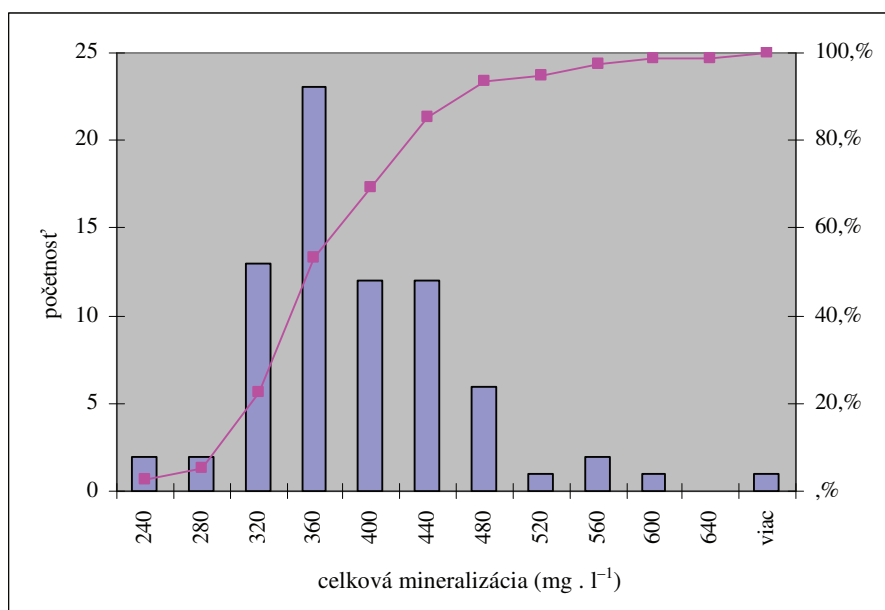
**Podzemná voda odoberaná pred rokom 1986 (údaje nevyužité pri zostavovaní mapy)**

Údaje, ktoré neboli využité na zostavenie mapy (celkovo 75 odberových miest), boli štatisticky spracované a sú prezentované v tab. 6.7 až 6.9 a na obr. 6.2 (frekvenčná tabuľka a histogram hodnôt celkovej mineralizácie, priemerné hodnoty a mediány vybraných chemických ukazovateľov podzemnej vody mezozoika). Zvlášť bolo možné štatisticky spracovať podzemnú vodu viazanú na triasové vápence, dolomity, resp. pestré vápence jury a slienité vápence kriedy. Ostatné hydrogeochemické skupiny podzemnej vody (kryštalínium, paleogén, neogén a kvartér) nebolo možné štatisticky vyhodnotiť pre nedostatok údajov.

Porovnaním histogramov početnosti z obr. 6.1 a 6.2 je evidentná výrazná podobnosť distribúcie celkovej mineralizácie novších a starších údajov (je potrebné pripomenúť, že v prípade údajov spred roku 1986 je hodnotená len podzemná voda mezozoika, a preto je možné porovnať len príslušnú oblasť distribúcie celkovej mineralizácie). Takmer 90 % vzoriek charakterizujú hodnoty celkovej mineralizácie 280 – 480 mg · l<sup>-1</sup> s vrcholom v oblasti koncentrácie rozpustených látok 320 – 360 mg · l<sup>-1</sup> (viac ako 30 % vzoriek). To znamená, že v prípade podzemnej vody mezozoika sa nezaznamenal evidentný posun hodnôt celkovej mineralizácie v čase.

Tab. 6.7. Frekvenčná tabuľka hodnôt celkovej mineralizácie zo všetkých odberových miest podzemnej vody – údaje nevyužité pri zostavení hydrogeochemickej mapy.

Celková mineralizácia mg · l <sup>-1</sup>	Početnosť	Kumulatívne %	Celková mineralizácia mg · l <sup>-1</sup>	Početnosť	Kumulatívne %
≤ 240	2	2,67	≤ 480	6	93,33
≤ 280	2	5,33	≤ 520	1	94,67
≤ 320	13	22,67	≤ 560	2	97,33
≤ 360	23	53,33	≤ 600	1	98,67
≤ 400	12	69,33	≤ 640	0	98,67
≤ 440	12	85,33	viac ako 640	1	100



Obr. 6.2. Histogram početnosti hodnôt celkovej mineralizácie zo všetkých odberových miest podzemnej vody – údaje nevyužité pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy.

Na základe porovnania výsledkov štatistického spracovania starších (tab. 6.8 a 6.9) a novších údajov (tab. 6.5 a 6.6) je možné konštatovať, že chemické zloženie podzemnej vody je v základných črtách podobné pri všetkých porovnateľných hydrogeochemických skupinách podzemnej vody. O málo vyššia priemerná koncentrácia a hodnota mediánov sa zaznamenala v starších analýzách (okrem podzemnej vody pestrých vápencov jury), čo však môže byť do značnej miery ovplyvnené aj rozdielnou štruktúrou údajových súborov (rôzna hustota údajov, rôzne odberové miesta). Tomu, že nenastali významnejšie

zmeny chemického zloženia podzemnej vody v čase, zodpovedá najmä fakt, že chemické zloženie a kvalitatívne ukazovatele podzemnej vody zodpovedajú prakticky v celej oblasti západnej časti Veľkej Fatry prírodným nenarušeným podmienkam, a teda posun chemického zloženia, v niektorých oblastiach Slovenska ovplyvňovaný v súčasnosti najmä antropogénnou činnosťou, sa nepredpokladá.

Tab. 6.8. Priemerná koncentrácia vybraných chemických ukazovateľov (údaje spreď roku 1986).

	Horninové prostredie				Všetky vzorky
	mt_v (n = 7)	mt_d (n = 45)	mj (n = 5)	mk (n = 13)	
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )					
Teplota vody (°C)	7,1	7,5	5,2	7,2	7,4
pH	6,98	7,07	7,16	7,06	7,07
Mineralizácia	379,5	364,1	294,7	379,9	371,5
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol · l <sup>-1</sup> )	2,41	2,33	1,81	2,22	2,33
O <sub>2</sub>	14,4	11,4		10,4	11,3
ChSK <sub>Mn</sub>	1,05	1,42		1,03	1,26
Na <sup>+</sup>	0,80	1,10	1,04	2,02	1,36
K <sup>+</sup>	0,34	0,40	0,36	0,79	0,49
Ca <sup>2+</sup>	67,31	54,73	60,28	70,62	61,07
Mg <sup>2+</sup>	17,66	23,48	7,45	11,13	19,54
Sr <sup>2+</sup>	0,10	0,12	0,21	0,45	0,17
Fe <sub>celk</sub>	0,066	0,072	0,122	0,100	0,077
Mn <sup>2+</sup>	0,005	0,006	0,005	0,020	0,008
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,124	0,043	0,025	0,037	0,047
Cl <sup>-</sup>	3,40	3,19	3,33	5,05	3,73
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	17,86	21,04	16,88	33,47	22,79
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,007	0,005	0,005	0,005	0,005
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	5,86	3,93	1,64	4,54	4,42
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,011	0,032	0,038	0,022	0,028
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	263,4	253,5	198,7	247,2	254,4
SiO <sub>2</sub>	1,95	2,47	4,60	4,29	3,24
Vol. CO <sub>2</sub>	9,6	9,2	5,0	12,1	10,3
Agres. CO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,69	0,09	0,06
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)					
S <sub>1</sub>	1,2	1,4	1,8	3,1	1,8
S <sub>2</sub>	10,6	10,8	10,5	15,3	11,5
A <sub>2</sub>	88,2	87,8	87,6	81,3	86,7
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	7,8	8,8	9,0	13,2	9,4
Chrakterizačné koeficienty (-)					
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	0,009	0,012	0,016	0,032	0,017
rMg/rCa	0,442	0,722	0,216	0,293	0,566
rSO <sub>4</sub> /M	0,039	0,044	0,045	0,073	0,049
Stupeň znečistenia	0,036	0,138	0,100	0,227	0,132

Pozn.: mt\_v – mezozoikum – triasové vápence, mt\_d – mezozoikum – trias (dolomity v celku), mj – mezozoikum – pestré vápence jury, mk – mezozoikum – krieda – slienité vápence, sliene.

Tab. 6.9. Hodnoty mediánov vybraných chemických ukazovateľov (údaje spreď roku 1986).

	Horninové prostredie				Všetky vzorky
	mt_v (n = 7)	mt_d (n = 45)	mj (n = 5)	mk (n = 13)	
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )					
Teplota vody (°C)	7,0	7,1	6,1	7,5	7,1
pH	7,00	7,00	7,10	7,17	7,08
Mineralizácia	378,7	349,2	278,1	382,0	355,4
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol · l <sup>-1</sup> )	2,36	2,24	1,70	2,37	2,26
O <sub>2</sub>	14,4	12,2		10,6	11,9
ChSK <sub>Mn</sub>	1,05	1,46		1,05	1,11



Tab. 6.9 – pokračovanie.

	Horninové prostredie				Všetky vzorky
	mt_v (n = 7)	mt_d (n = 45)	mj (n = 5)	mk (n = 13)	
ChSK <sub>Mn</sub>	1,05	1,46		1,05	1,11
Na <sup>+</sup>	0,80	0,70	1,00	1,20	0,86
K <sup>+</sup>	0,30	0,20	0,40	0,70	0,30
Ca <sup>2+</sup>	70,34	52,30	54,31	70,17	55,31
Mg <sup>2+</sup>	18,66	23,23	6,08	9,36	21,40
Sr <sup>2+</sup>	0,11	0,08	0,22	0,24	0,10
Fe <sub>celk</sub>	0,035	0,025	0,080	0,025	0,025
Mn <sup>2+</sup>	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,090	0,025	0,025	0,025	0,025
Cl <sup>-</sup>	3,55	2,84	3,55	3,19	3,19
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	16,45	17,70	12,35	24,70	19,35
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	5,71	3,20	0,25	5,00	3,85
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,010	0,015	0,040	0,015	0,015
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	269,7	245,3	191,0	256,3	251,4
SiO <sub>2</sub>	2,00	2,00	5,00	4,25	2,25
Voľ. CO <sub>2</sub>	8,4	7,7	4,4	9,7	8,4
Agres. CO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)					
S <sub>1</sub>	1,2	1,0	1,6	2,0	1,2
S <sub>2</sub>	10,6	10,0	11,1	16,7	8,5
A <sub>2</sub>	88,1	88,9	86,9	81,8	87,8
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	7,9	8,1	9,2	11,6	8,5
Charakterizačné koeficienty (-)					
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	0,008	0,009	0,014	0,017	0,010
rMg/rCa	0,399	0,710	0,142	0,295	0,594
rSO <sub>4</sub> /M	0,039	0,041	0,046	0,064	0,044
Stupeň znečistenia	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

### Korelačná analýza

Vzájomný vzťah chemických zložiek a vybraných ukazovateľov v podzemnej vode sa hodnotil prostredníctvom **korelačnej analýzy**. Pretože charakter distribúcie mnohých ukazovateľov nespĺňa podmienky normálneho rozdelenia a výsledky lineárnej Pearsonovej korelácie (tab. 6.10) môžu byť čiastočne skreslené, v tab. 6.11 je prezentovaná aj neparametrická Spearmanova metóda korelačného výpočtu. Použitie Spearmanovej korelácie je vhodným riešením v prostredí vyznačujúcom sa nerovnovážnym stavom a odklonom posudzovaných ukazovateľov od normálneho rozdelenia distribúcie. Neparametrická Spearmanova metóda vyhladzuje aj vplyv odľahlých, resp. extrémnych hodnôt.

Korelačná analýza bola vypočítaná pri všetkých získaných údajoch. Za štatisticky významnú koreláciu pri dvojstrannej hladine významnosti  $\alpha < 0,01$  je možné vzhľadom na veľký počet údajov považovať už hodnoty korelačného koeficientu  $K$  približne na úrovni  $\pm 0,15$ . Vo výsledkových tabuľkách sú slabým sivým rastrom zvýraznené korelačné koeficienty vyššie ako 0,3, resp. silným sivým rastrom korelačné koeficienty menšie ako -0,3.

Z korelačnej analýzy (tab. 6.10, tab. 6.11) vyplývajú nasledujúce skutočnosti:

- Obsah rozpustených látok (celková mineralizácia) najviac ovplyvňuje najmä koncentrácia iónov Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> a HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Tomu nasvedčuje vzájomná významná kladná korelácia týchto ukazovateľov (lineárna korelácia). Uvedené ióny vo väčšine prípadov významne kladne korelujú aj navzájom a poukazujú na ich spoločný a bežný výskyt v podzemnej vode. V Spearmanovom korelačnom výpočte je zrejma eliminácia závislosti hodnôt celkovej mineralizácie od iónov K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup> a NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Z toho je možné predpokladať, že lineárna závislosť týchto iónov od hodnôt celkovej mineralizácie je zapríčinená pravdepodobne výskytom odľahlých až extrémnych hodnôt, ktoré môžu do značnej miery ovplyvniť veľkosť korelačného koeficientu.

Tab. 6.10. Lineárna (Pearsonova) korelačná matica analyzovaných parametrov vo vzorkách podzemnej vody celého súboru.

Pearson	Min	pH	O <sub>2</sub>	ChSK	Li	Na	K	Ca	Mg	Sr	Fe	Mn	NH <sub>4</sub>	F	Cl	SO <sub>4</sub>	NO <sub>2</sub>	NO <sub>3</sub>	PO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>
Mineralizácia	1,00	0,19	-0,33	-0,21	0,34	0,51	0,42	0,93	0,63	0,40	0,03	0,24	0,02	0,01	0,63	0,62	-0,15	0,51	0,18	0,92
pH	0,19	1,00	0,12	-0,26	-0,18	-0,16	-0,11	0,19	0,24	0,04	-0,04	-0,14	-0,10	-0,42	-0,11	-0,03	0,00	-0,10	-0,05	0,31
O <sub>2</sub>	-0,33	0,12	1,00	-0,31	-0,24	-0,37	-0,46	-0,30	-0,01	-0,04	-0,27	-0,22	-0,10	-0,38	-0,34	-0,19	-0,24	-0,27	-0,19	-0,25
ChSK <sub>min</sub>	-0,21	-0,26	-0,31	1,00	-0,01	0,10	0,16	-0,26	-0,12	-0,14	0,21	0,10	0,13	0,13	0,05	-0,06	-0,12	0,03	0,10	-0,27
Li <sup>+</sup>	0,34	-0,18	-0,24	-0,01	1,00	0,58	0,28	0,30	0,10	0,16	0,06	0,24	0,04	0,13	0,51	0,27	-0,17	0,31	0,03	0,21
Na <sup>+</sup>	0,51	-0,16	-0,37	0,10	0,58	1,00	0,48	0,41	0,13	0,15	0,07	0,29	0,11	0,12	0,85	0,33	-0,06	0,43	0,15	0,35
K <sup>+</sup>	0,42	-0,11	-0,46	0,16	0,28	0,48	1,00	0,30	0,09	0,08	0,12	0,08	0,03	0,10	0,45	0,21	0,05	0,40	0,57	0,32
Ca <sup>2+</sup>	0,93	0,19	-0,30	-0,26	0,30	0,41	0,30	1,00	0,38	0,54	0,01	0,21	-0,01	0,00	0,54	0,67	-0,10	0,46	0,07	0,81
Mg <sup>2+</sup>	0,63	0,24	-0,01	-0,12	0,10	0,13	0,09	0,38	1,00	0,05	0,01	0,07	-0,01	-0,04	0,24	0,27	-0,19	0,20	0,11	0,71
Sr <sup>2+</sup>	0,40	0,04	-0,04	-0,14	0,16	0,15	0,08	0,54	0,05	1,00	-0,01	0,04	-0,02	-0,04	0,14	0,83	0,07	-0,03	0,10	0,14
Fe <sub>celk</sub>	0,03	-0,04	-0,27	0,21	0,06	0,07	0,12	0,01	0,01	0,07	1,00	0,20	-0,02	0,01	0,02	0,02	-0,02	0,06	0,02	0,01
Mn <sup>2+</sup>	0,24	-0,14	-0,22	0,10	0,24	0,29	0,08	0,21	0,07	0,04	0,20	1,00	0,35	0,01	0,37	0,15	-0,04	0,41	0,00	0,17
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,02	-0,10	0,03	0,13	0,04	0,11	0,03	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02	0,35	1,00	0,01	0,16	0,00	0,25	0,17	0,06	-0,01
F <sup>-</sup>	0,01	-0,42	-0,38	0,13	0,13	0,12	0,10	0,00	-0,04	-0,04	0,01	0,01	0,01	1,00	0,06	0,07	0,05	0,03	0,00	-0,04
Cl <sup>-</sup>	0,63	-0,11	-0,34	0,05	0,51	0,85	0,45	0,54	0,24	0,14	0,02	0,37	0,16	0,06	1,00	0,31	-0,15	0,73	0,16	0,48
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,62	-0,03	-0,19	-0,06	0,27	0,33	0,21	0,67	0,27	0,83	0,02	0,15	0,00	0,07	0,31	1,00	-0,07	0,23	0,05	0,29
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	-0,15	0,00	-0,24	-0,12	-0,17	-0,06	0,05	-0,10	-0,19	0,07	-0,02	-0,04	0,25	0,05	-0,15	-0,07	1,00	-0,14	0,55	-0,14
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,51	-0,10	-0,27	0,03	0,31	0,43	0,40	0,46	0,20	0,07	0,06	0,41	0,17	0,03	0,73	0,23	-0,14	1,00	0,20	0,37
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,18	-0,05	-0,19	0,10	0,03	0,15	0,57	0,07	0,11	-0,03	0,02	0,00	0,06	0,00	0,16	0,05	0,55	0,20	1,00	0,15
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,92	0,31	-0,25	-0,27	0,21	0,35	0,32	0,81	0,71	0,14	0,01	0,17	-0,01	-0,04	0,48	0,29	-0,14	0,37	0,15	1,00
SiO <sub>2</sub>	0,00	-0,29	-0,37	0,16	0,26	0,33	0,26	0,01	-0,28	0,02	0,07	0,03	0,01	0,18	0,23	0,17	0,17	0,17	0,15	-0,18
V. CO <sub>2</sub>	0,71	-0,27	-0,34	-0,07	0,57	0,71	0,46	0,62	0,35	0,17	0,04	0,41	0,02	0,24	0,71	0,39	-0,12	0,46	0,14	0,60
Aggr. CO <sub>2</sub>	-0,48	-0,60	-0,09	0,39	0,08	0,03	-0,04	-0,47	-0,37	-0,15	0,02	0,01	0,09	0,43	-0,10	-0,11	-0,07	-0,12	-0,03	-0,59
Cr	-0,02	-0,02	0,39	0,06	0,03	-0,05	-0,09	-0,04	0,05	0,02	0,42	0,29	0,04	-0,13	0,03	0,01	-0,17	0,09	-0,03	-0,03
Cu	0,23	0,08	0,14	-0,03	0,10	0,05	-0,05	0,22	0,14	0,20	-0,01	0,22	0,06	-0,27	0,13	0,14	-0,33	0,14	-0,06	0,22
Zn	0,25	-0,07	-0,11	-0,01	0,36	0,12	0,03	0,24	0,19	0,07	0,10	0,52	0,17	0,00	0,28	0,14	-0,10	0,34	0,01	0,21
As	0,02	-0,01	-0,08	0,21	0,00	0,06	0,17	-0,04	0,05	-0,03	0,35	0,23	-0,06	-0,10	0,03	0,03	-0,17	0,08	0,34	-0,01
Cd	0,03	0,04	-0,05	-0,02	0,02	0,01	-0,01	0,06	-0,06	0,01	-0,01	0,01	-0,01	-0,01	0,00	0,02	-0,41	0,00	-0,01	0,02
Se	0,16	0,13	-0,15	-0,03	0,15	0,10	0,18	0,16	-0,02	0,06	0,05	0,03	-0,10	0,00	0,12	0,13	-0,35	0,14	-0,04	0,10
Pb	0,07	-0,07	-0,11	0,16	0,06	0,06	0,23	0,07	-0,04	0,00	0,16	0,19	0,03	0,02	0,11	0,04	-0,45	0,22	-0,04	0,03
Hg	0,07	0,01	0,04	-0,01	-0,02	-0,02	-0,03	0,08	0,03	-0,01	0,00	-0,03	0,19	-0,02	0,04	-0,01	0,30	-0,04	-0,01	0,09
Br <sup>2+</sup>	-0,02	-0,22	-0,16	0,28	0,05	0,03	0,04	-0,02	-0,03	0,08	0,18	0,20	0,15	0,25	0,06	0,03	0,43	0,05	0,00	-0,06
Al <sup>3+</sup>	-0,15	-0,37	-0,14	0,28	-0,02	0,00	0,04	-0,14	-0,15	-0,06	0,54	0,39	-0,03	0,28	-0,03	-0,03	-0,01	0,03	-0,01	-0,20
Sb	-0,09	-0,03	0,12	0,11	-0,13	-0,11	-0,08	-0,11	0,05	-0,07	0,11	-0,01	0,03	-0,01	-0,09	-0,07	-0,21	-0,06	-0,02	-0,06
Al <sup>3+</sup> filtr.	-0,11	0,06	0,43	-0,11	-0,13	-0,13	-0,11	-0,09	0,02	0,06	-0,06	-0,06	-0,08	-0,10	-0,11	0,03	0,10	-0,09	-0,06	-0,13
Si	-0,19	-0,57	-0,37	0,36	0,34	0,50	0,44	-0,23	-0,40	-0,06	0,11	0,13	0,10	0,24	0,31	0,08	0,12	0,17	0,24	-0,40
S <sub>2</sub>	-0,10	-0,51	-0,09	0,19	0,14	0,10	-0,06	-0,02	-0,24	0,33	0,04	0,14	0,04	0,18	0,12	0,49	-0,01	0,22	-0,06	-0,41
A <sub>2</sub>	0,19	0,67	0,23	-0,32	-0,21	-0,25	-0,14	0,14	0,35	-0,18	-0,10	-0,15	-0,07	-0,30	-0,19	-0,34	-0,05	-0,21	-0,05	0,48
Stupeň znečisten.	0,15	-0,17	-0,24	0,20	0,15	0,22	0,11	0,13	0,01	0,03	0,64	0,75	0,28	0,08	0,23	0,11	0,14	0,29	0,01	0,09

Tab. 6.10 – pokračovanie.

Pearson	SiO <sub>2</sub>	v. CO <sub>2</sub>	aCO <sub>2</sub>	Cr	Cu	Zn	As	Cd	Se	Pb	Hg	Ba	Al	Sb	Al_f	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	A <sub>2</sub>	St.zn.
Mineralizácia	0,00	0,71	-0,48	-0,02	0,23	0,25	0,02	0,03	0,16	0,07	0,07	-0,02	-0,15	-0,09	-0,11	-0,19	-0,10	0,19	0,15
pH	-0,29	-0,27	-0,60	-0,02	0,08	-0,07	-0,01	0,04	0,13	-0,07	0,01	-0,22	-0,37	-0,03	0,06	-0,57	-0,51	0,67	-0,17
O <sub>2</sub>	-0,37	-0,34	-0,09	0,39	0,14	-0,11	-0,08	-0,05	-0,15	-0,11	0,04	-0,16	0,12	0,12	0,43	-0,37	-0,09	0,23	-0,24
ChSK <sub>min</sub>	0,16	-0,07	0,39	0,06	-0,03	-0,01	0,21	-0,02	-0,03	0,16	-0,01	0,28	0,11	0,11	-0,11	0,36	0,19	-0,32	0,20
Li <sup>+</sup>	0,26	0,57	0,08	0,03	0,10	0,36	0,00	0,02	0,15	0,06	-0,02	0,05	-0,02	-0,13	-0,13	0,34	0,14	-0,21	0,15
Na <sup>+</sup>	0,33	0,71	0,03	-0,05	0,05	0,12	0,06	0,01	0,10	0,06	-0,02	0,03	0,00	-0,11	-0,13	0,50	0,10	-0,25	0,22
K <sup>+</sup>	0,26	0,46	-0,04	-0,09	-0,05	0,03	0,17	-0,01	0,18	0,23	-0,03	0,04	0,04	-0,08	-0,11	0,44	-0,06	-0,14	0,11
Ca <sup>2+</sup>	0,01	0,62	-0,47	-0,04	0,22	0,24	-0,04	0,06	0,16	0,07	0,08	-0,02	-0,14	-0,11	-0,09	-0,23	-0,02	0,14	0,13
Mg <sup>2+</sup>	-0,28	0,35	-0,37	0,05	0,14	0,19	0,05	-0,06	-0,02	-0,04	0,03	-0,03	-0,15	0,05	0,02	-0,40	-0,24	0,35	0,01
Sr <sup>2+</sup>	0,02	0,17	-0,15	0,02	0,20	0,07	-0,03	0,01	0,06	0,00	-0,01	0,08	-0,06	-0,07	0,06	-0,06	0,33	-0,18	0,03
Fe <sub>celk</sub>	0,07	0,04	0,02	0,42	-0,01	0,10	0,35	-0,01	0,05	0,16	0,00	0,18	0,54	0,11	-0,06	0,11	0,04	-0,10	0,64
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,41	0,01	0,29	0,22	0,52	0,23	0,01	0,03	0,19	-0,03	0,20	0,39	-0,01	-0,06	0,13	0,14	-0,15	0,75
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,01	0,02	0,09	0,04	0,06	0,17	-0,06	-0,01	-0,10	0,03	0,19	0,15	-0,03	0,03	-0,08	0,10	0,04	-0,07	0,28
F <sup>-</sup>	0,18	0,24	0,43	-0,13	-0,27	0,00	-0,10	-0,01	0,00	0,02	-0,02	0,25	0,28	-0,01	-0,10	0,24	0,18	-0,30	0,08
Cl <sup>-</sup>	0,23	0,71	-0,10	0,03	0,13	0,28	0,03	0,00	0,12	0,11	0,04	0,06	-0,03	-0,09	-0,11	0,31	0,12	-0,19	0,23
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,17	0,39	-0,11	0,01	0,14	0,14	0,03	0,02	0,13	0,04	-0,01	0,03	-0,03	-0,07	0,03	0,08	0,49	-0,34	0,11
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,17	-0,12	-0,07	-0,17	-0,33	-0,10	-0,17	-0,41	-0,35	-0,45	0,30	0,43	-0,01	-0,21	0,10	0,12	-0,01	-0,05	0,14
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,17	0,46	-0,12	0,09	0,14	0,34	0,08	0,00	0,14	0,22	-0,04	0,05	0,03	-0,06	-0,09	0,17	0,22	-0,21	0,29
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,15	0,14	-0,03	-0,03	-0,06	0,01	0,34	-0,01	-0,04	-0,04	-0,01	0,00	-0,01	-0,02	-0,06	0,24	-0,06	-0,05	0,01
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0,18	0,60	-0,59	-0,03	0,22	0,21	-0,01	0,02	0,10	0,03	0,09	-0,06	-0,20	-0,06	-0,13	-0,40	-0,41	0,48	0,09
SiO <sub>2</sub>	1,00	0,22	0,34	-0,14	-0,06	-0,10	0,12	0,02	0,21	-0,04	0,03	0,09	0,16	-0,23	-0,29	0,66	0,38	0,53	0,07
V. CO <sub>2</sub>	0,22	1,00	-0,06	-0,10	0,05	0,15	0,00	-0,01	0,04	-0,04	0,05	0,04	0,01	-0,10	-0,07	0,21	0,02	-0,09	0,13
Agr. CO <sub>2</sub>	0,34	-0,06	1,00	-0,01	-0,16	-0,08	-0,04	-0,03	0,03	-0,01	-0,03	0,17	0,26	0,10	-0,06	0,61	0,36	-0,58	0,04
Cr	-0,14	-0,10	-0,01	1,00	0,35	0,27	0,23	-0,01	0,10	0,18	-0,06	0,02	0,27	0,18	0,71	-0,06	0,05	-0,02	0,38
Cu	-0,06	0,05	-0,16	0,35	1,00	0,28	0,21	0,02	0,20	0,18	-0,06	-0,05	-0,07	0,17	-0,14	-0,14	-0,03	0,09	0,11
Zn	-0,10	0,15	-0,08	0,27	0,28	1,00	0,02	0,03	0,05	0,27	-0,01	0,29	0,01	-0,05	-0,19	-0,01	0,13	-0,08	0,35
As	0,12	0,00	-0,04	0,23	0,21	0,02	1,00	-0,02	0,15	0,06	-0,09	-0,02	0,25	0,11	-0,09	0,14	0,06	-0,11	0,29
Cd	0,02	-0,01	-0,03	-0,01	0,02	0,03	-0,02	1,00	-0,02	-0,02	-0,02	0,06	0,02	-0,04	-0,01	-0,02	0,00	0,01	0,33
Se	0,21	0,04	0,03	0,10	0,20	0,05	0,15	-0,02	1,00	0,18	-0,08	-0,07	-0,05	-0,13	-0,14	0,10	0,02	-0,03	-0,04
Pb	-0,04	-0,04	-0,01	0,18	0,18	0,27	0,06	-0,02	0,18	1,00	-0,04	0,09	0,07	0,04	-0,02	0,09	0,05	-0,09	0,18
Hg	0,03	0,05	-0,03	-0,06	-0,06	-0,01	-0,09	-0,02	-0,08	-0,04	1,00	0,14	-0,02	-0,04	-0,09	-0,06	-0,12	0,11	0,04
Ba <sup>2+</sup>	0,09	0,04	0,17	0,02	-0,05	0,29	-0,02	0,06	-0,07	0,09	0,14	1,00	0,24	-0,13	-0,15	0,12	0,14	-0,19	0,26
Al <sup>3+</sup>	0,16	0,01	0,26	0,27	-0,07	0,01	0,25	0,02	-0,05	0,07	-0,02	0,24	1,00	-0,02	0,28	0,20	0,28	-0,39	0,63
Sb	-0,23	-0,10	0,10	0,18	0,17	-0,05	0,11	-0,04	-0,13	0,04	-0,04	-0,13	-0,02	1,00	0,11	-0,11	-0,03	0,06	0,02
Al <sup>3+</sup> filtr.	-0,29	-0,07	-0,06	0,71	-0,14	-0,19	-0,09	-0,01	-0,14	-0,02	-0,09	-0,15	0,28	0,11	1,00	-0,19	0,01	0,08	-0,04
S <sub>1</sub>	0,66	0,21	0,61	-0,06	-0,14	-0,01	0,14	-0,02	0,10	0,09	-0,06	0,12	0,20	-0,11	-0,19	1,00	0,49	-0,76	0,15
S <sub>2</sub>	0,38	0,02	0,36	0,05	-0,03	0,13	0,06	0,00	0,02	0,05	-0,12	0,14	0,28	-0,03	0,01	0,49	1,00	-0,92	0,14
A <sub>2</sub>	-0,53	-0,09	-0,58	-0,02	0,09	-0,08	-0,11	0,01	-0,03	-0,09	0,11	-0,19	-0,39	0,06	0,08	-0,76	-0,92	1,00	-0,20
Stupeň znečis.	0,07	0,13	0,04	0,38	0,11	0,35	0,29	0,33	-0,04	0,18	0,04	0,26	0,63	0,02	-0,04	0,15	0,14	-0,20	1,00

Tab. 6.11. Spearmanova korelačná matica analyzovaných parametrov vo vzorkách podzemnej vody celého súboru.

Spearman	Min	pH	O <sub>2</sub>	ChSK	Li	Na	K	Ca	Mg	Sr	Fe	Mn	NH <sub>4</sub>	F	Cl	SO <sub>4</sub>	NO <sub>2</sub>	NO <sub>3</sub>	PO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>
Mineralizácia	1,00	-0,03	-0,26	-0,17	0,19	0,21	0,14	0,85	0,56	0,35	-0,12	-0,04	-0,05	-0,01	0,54	0,60	0,01	0,20	0,07	0,94
pH	-0,03	1,00	0,12	0,06	-0,40	-0,37	-0,43	0,01	0,12	0,01	-0,08	-0,21	-0,10	-0,14	0,02	-0,02	0,03	0,00	-0,11	-0,04
O <sub>2</sub>	-0,26	0,12	1,00	-0,24	-0,22	-0,37	-0,48	-0,29	0,07	-0,20	-0,04	0,07	0,01	-0,35	-0,15	-0,37	-0,16	0,04	-0,17	-0,23
ChSKmin	-0,17	0,06	-0,24	1,00	-0,05	-0,01	0,03	-0,30	0,02	-0,28	0,21	0,19	0,17	0,01	0,08	0,00	-0,17	0,07	-0,03	-0,16
Li <sup>+</sup>	0,19	-0,40	-0,22	-0,05	1,00	0,60	0,59	0,27	-0,10	0,33	0,18	0,22	0,12	0,05	0,26	0,31	-0,30	0,13	0,04	0,10
Na <sup>+</sup>	0,21	-0,37	-0,37	-0,01	0,60	1,00	0,76	0,33	-0,32	0,43	0,21	0,30	0,12	0,17	0,36	0,49	0,09	0,03	0,27	0,08
K <sup>+</sup>	0,14	-0,43	-0,48	0,03	0,59	0,76	1,00	0,20	-0,23	0,32	0,20	0,30	0,15	0,20	0,25	0,40	0,08	0,03	0,32	0,03
Ca <sup>2+</sup>	0,85	0,01	-0,29	-0,30	0,27	0,33	0,20	1,00	0,20	0,60	-0,07	-0,02	-0,08	0,07	0,44	0,60	0,08	0,13	0,07	0,75
Mg <sup>2+</sup>	0,56	0,12	0,07	0,02	-0,10	-0,32	-0,23	0,20	1,00	0,14	0,09	-0,15	-0,06	-0,08	0,28	0,18	-0,04	0,22	-0,11	0,62
Sr <sup>2+</sup>	0,35	0,01	-0,20	-0,28	0,33	0,43	0,32	0,60	-0,14	1,00	0,09	0,08	-0,08	0,15	0,17	0,54	0,24	-0,02	0,10	0,21
Fe <sub>celk</sub>	-0,12	-0,08	-0,04	0,21	0,18	0,21	0,20	-0,07	-0,18	0,09	1,00	0,57	0,10	-0,01	0,06	0,07	0,22	0,01	0,27	-0,18
Mn <sup>2+</sup>	-0,04	-0,21	0,07	0,19	0,22	0,30	0,30	-0,02	-0,15	0,08	0,57	1,00	0,14	-0,14	0,12	0,06	0,16	-0,03	0,33	-0,08
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	-0,05	-0,10	0,01	0,17	0,12	0,12	0,15	-0,08	-0,06	-0,08	0,10	0,14	1,00	0,07	0,04	-0,08	0,00	0,07	0,09	-0,05
F <sup>-</sup>	-0,01	-0,14	-0,35	0,01	0,05	0,17	0,20	0,07	-0,08	0,15	-0,01	-0,14	0,07	1,00	-0,15	0,06	0,24	-0,13	0,15	-0,01
Cl <sup>-</sup>	0,54	0,02	-0,15	0,08	0,26	0,36	0,25	0,44	0,28	0,17	0,06	0,12	0,04	-0,15	1,00	0,60	-0,25	0,48	0,10	0,44
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,60	-0,02	-0,37	0,00	0,31	0,49	0,40	0,60	0,18	0,54	0,07	0,06	-0,08	0,06	0,60	1,00	0,05	0,27	0,10	0,43
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,01	0,03	-0,16	-0,17	-0,30	0,09	0,08	0,08	-0,04	0,24	0,22	0,16	0,00	0,24	-0,25	0,05	1,00	-0,21	0,57	0,04
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,20	0,00	0,04	0,07	0,13	0,03	0,03	0,13	0,22	-0,02	0,01	-0,03	0,07	-0,13	0,48	0,27	-0,21	1,00	-0,03	0,13
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,07	-0,11	-0,17	-0,03	0,04	0,27	0,32	0,07	-0,11	0,10	0,27	0,33	0,09	0,15	0,10	0,10	0,57	-0,03	1,00	0,06
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,94	-0,04	-0,23	-0,16	0,10	0,08	0,03	0,75	0,62	0,21	-0,18	-0,08	-0,05	-0,01	0,44	0,43	0,04	0,13	0,06	1,00
SiO <sub>2</sub>	0,04	-0,30	-0,42	0,05	0,42	0,77	0,72	0,15	-0,42	0,32	0,21	0,28	0,10	0,08	0,18	0,38	0,12	-0,06	0,26	-0,07
V. CO <sub>2</sub>	0,49	-0,54	-0,06	-0,29	0,16	0,18	0,13	0,46	0,21	0,24	-0,24	-0,11	-0,12	0,21	0,19	0,25	-0,01	0,10	-0,04	0,51
Agr. CO <sub>2</sub>	-0,49	-0,34	0,03	0,21	0,18	0,11	0,19	-0,50	-0,24	-0,30	0,14	0,12	0,28	0,23	-0,22	-0,29	-0,10	-0,10	0,01	-0,44
Cr	-0,05	-0,06	0,54	-0,05	0,07	-0,15	-0,26	-0,09	0,11	-0,12	0,12	0,22	-0,02	-0,32	0,05	-0,15	-0,17	0,06	-0,13	-0,05
Cu	0,25	0,00	0,11	-0,01	0,10	0,07	-0,06	0,25	0,12	0,18	-0,02	0,21	0,00	-0,40	0,10	0,02	-0,17	0,09	-0,10	0,24
Zn	0,49	-0,07	-0,32	0,06	0,17	0,23	0,20	0,41	0,23	0,16	-0,02	0,13	-0,03	-0,10	0,30	0,34	-0,02	0,18	0,13	0,46
As	0,01	-0,06	-0,01	-0,01	0,05	0,05	0,10	-0,04	-0,01	0,00	0,13	0,22	-0,21	-0,30	0,06	0,10	0,02	0,06	0,07	-0,01
Cd	0,34	0,20	0,09	0,08	0,12	0,06	-0,11	0,27	0,25	0,14	-0,12	0,12	-0,02	-0,43	0,43	0,25	-0,43	0,15	-0,21	0,29
Se	0,23	0,15	0,00	-0,04	0,23	0,14	0,02	0,23	0,06	0,17	0,01	0,23	-0,11	-0,31	0,36	0,22	-0,32	0,09	-0,07	0,19
Pb	-0,10	-0,22	0,25	0,00	0,32	0,01	0,09	-0,08	-0,02	-0,10	0,21	0,16	0,09	-0,10	-0,05	-0,16	-0,45	0,10	-0,09	-0,10
Hg	0,13	0,28	-0,10	-0,09	-0,27	-0,02	-0,14	0,20	0,00	0,23	-0,08	-0,02	-0,02	0,31	0,06	0,10	0,36	-0,11	0,22	0,14
Ba <sup>2+</sup>	0,02	-0,16	-0,34	0,05	0,41	0,48	0,53	0,15	-0,25	0,56	0,15	0,10	0,14	0,34	0,03	0,26	0,01	0,01	0,13	-0,06
Al <sup>3+</sup>	-0,12	-0,04	0,03	0,33	-0,05	0,07	0,08	-0,09	-0,16	-0,08	0,52	0,39	0,05	-0,10	0,04	0,06	0,10	-0,02	0,12	-0,18
Sb	-0,14	-0,03	0,25	0,08	-0,08	-0,26	0,23	-0,19	0,10	-0,28	0,08	-0,03	-0,04	0,02	-0,10	-0,25	-0,42	0,12	-0,21	-0,12
Al <sup>3+</sup> filtr.	-0,27	0,10	0,40	0,09	-0,20	-0,17	-0,32	-0,27	-0,05	-0,14	0,11	-0,06	0,02	-0,12	-0,08	-0,16	0,30	0,02	-0,27	-0,30
S <sub>1</sub>	-0,08	-0,42	-0,35	0,05	0,56	0,91	0,82	0,07	-0,50	0,32	0,25	0,32	0,22	0,18	0,16	0,27	0,10	-0,04	0,30	-0,17
S <sub>2</sub>	-0,07	-0,15	-0,15	0,18	0,22	0,37	0,37	-0,04	-0,18	0,15	0,22	0,17	0,05	-0,01	0,30	0,59	-0,03	0,30	-0,01	-0,25
A <sub>2</sub>	0,03	0,27	0,30	-0,25	-0,37	-0,61	-0,59	0,00	0,26	-0,20	-0,28	-0,28	-0,11	-0,07	-0,37	-0,62	0,02	-0,28	-0,12	0,22
Stupeň znečis.	-0,16	-0,18	-0,08	0,19	0,09	0,21	0,27	-0,10	-0,19	0,07	0,42	0,39	0,23	0,15	-0,11	-0,02	0,47	0,05	0,37	-0,18

Tab. 6.11 – pokračovanie.

Spearmann	SiO <sub>2</sub>	vCO <sub>2</sub>	aCO <sub>2</sub>	Cr	Cu	Zn	As	Cd	Se	Pb	Hg	Ba	Al	Sb	Al <sub>f</sub>	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	A <sub>2</sub>	St.zn.
Mineralizácia	0,04	0,49	-0,49	-0,05	0,25	0,49	0,01	0,34	0,23	-0,10	0,13	0,02	-0,12	-0,14	-0,27	-0,08	-0,07	0,03	-0,16
pH	-0,30	-0,54	-0,34	-0,06	0,00	-0,07	-0,06	0,20	0,15	-0,22	0,28	-0,16	-0,04	-0,03	0,10	-0,42	-0,15	0,27	-0,18
O <sub>2</sub>	-0,42	-0,06	0,03	0,54	0,11	-0,32	-0,01	0,09	0,00	0,25	-0,10	-0,34	0,03	0,25	0,40	-0,35	-0,15	0,30	-0,08
ChSKmn	0,05	-0,29	0,21	-0,05	-0,01	0,06	-0,01	0,08	-0,04	0,00	-0,09	0,05	0,33	0,08	0,09	0,05	0,18	-0,25	0,19
Li <sup>+</sup>	0,42	0,16	0,18	0,07	0,10	0,17	0,05	0,12	0,23	0,32	-0,27	0,41	-0,05	-0,08	-0,20	0,56	0,22	-0,37	0,09
Na <sup>+</sup>	0,77	0,18	0,11	-0,15	0,07	0,23	0,05	0,06	0,14	0,01	-0,02	0,48	0,07	-0,26	-0,17	0,91	0,37	-0,61	0,21
K <sup>+</sup>	0,72	0,13	0,19	-0,26	-0,06	0,20	0,10	-0,11	0,02	0,09	-0,14	0,53	0,08	-0,23	-0,32	0,82	0,37	-0,59	0,27
Ca <sup>2+</sup>	0,15	0,46	-0,50	-0,09	0,25	0,41	-0,04	0,27	0,23	-0,08	0,20	0,15	-0,09	-0,19	-0,27	0,07	-0,04	0,00	-0,10
Mg <sup>2+</sup>	-0,42	0,21	-0,24	0,11	0,12	0,23	-0,01	0,25	0,06	-0,02	0,00	-0,25	-0,16	0,10	-0,05	-0,50	-0,18	0,26	-0,19
Sr <sup>2+</sup>	0,32	0,24	-0,30	-0,12	0,18	0,16	0,00	0,14	0,17	-0,10	0,23	0,56	-0,08	-0,28	-0,14	0,32	0,15	-0,20	0,07
Fe <sub>celk</sub>	0,21	-0,24	0,14	0,12	-0,02	-0,02	0,13	-0,12	0,01	0,21	-0,08	0,15	0,52	0,08	0,11	0,25	0,22	-0,28	0,42
Mn <sup>2+</sup>	0,28	-0,11	0,12	0,22	0,21	0,13	0,22	0,12	0,23	0,16	-0,02	0,10	0,39	-0,03	-0,06	0,32	0,17	-0,28	0,39
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,10	-0,12	0,28	-0,02	0,00	-0,03	-0,21	-0,02	-0,11	0,09	-0,02	0,14	0,05	-0,04	0,02	0,22	0,05	-0,11	0,23
F <sup>-</sup>	0,08	0,21	0,23	-0,32	-0,40	-0,10	-0,30	-0,43	-0,31	-0,10	0,31	0,34	-0,10	0,02	-0,12	0,18	-0,01	-0,07	0,15
Cl <sup>-</sup>	0,18	0,19	-0,22	0,05	0,10	0,30	0,06	0,43	0,36	-0,05	0,06	0,03	0,04	-0,10	-0,08	0,16	0,30	-0,37	-0,11
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,38	0,25	-0,29	-0,15	0,02	0,34	0,10	0,25	0,22	-0,16	0,10	0,26	0,06	-0,25	-0,16	0,27	0,59	-0,62	-0,02
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,12	-0,01	-0,10	-0,17	-0,17	-0,02	0,02	-0,43	-0,32	-0,45	0,36	0,01	0,10	-0,42	0,30	0,10	-0,03	0,02	0,47
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0,06	0,10	-0,10	0,06	0,09	0,18	0,06	0,15	0,09	0,10	-0,11	0,01	-0,02	0,12	0,02	-0,04	0,30	-0,28	0,05
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,26	-0,04	0,01	-0,13	-0,10	0,13	0,07	-0,21	-0,07	-0,09	0,22	0,13	0,12	-0,21	-0,27	0,30	-0,01	-0,12	0,37
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0,07	0,51	-0,44	-0,05	0,24	0,46	-0,01	0,29	0,19	-0,10	0,14	-0,06	-0,18	-0,12	-0,30	-0,17	-0,25	0,22	-0,18
SiO <sub>2</sub>	1,00	0,09	0,15	-0,29	-0,08	0,05	0,10	-0,11	0,08	-0,16	0,02	0,49	0,15	-0,40	-0,25	0,79	0,38	-0,58	0,27
V. CO <sub>2</sub>	0,09	1,00	-0,12	-0,03	-0,02	0,16	0,01	0,04	0,04	-0,07	0,11	0,04	-0,11	-0,12	-0,04	0,05	-0,10	0,03	-0,06
Ag. CO <sub>2</sub>	0,15	-0,12	1,00	0,04	-0,23	-0,30	-0,09	-0,29	-0,21	0,13	-0,23	0,08	0,13	0,22	0,13	0,29	0,09	-0,19	0,19
Cr	-0,29	-0,03	0,04	1,00	0,36	-0,04	0,23	0,30	0,21	0,44	-0,21	-0,20	0,20	0,38	0,62	-0,17	-0,05	0,10	-0,05
Cu	-0,08	-0,02	-0,23	0,36	1,00	0,45	0,25	0,46	0,27	0,31	-0,08	-0,12	-0,10	0,09	-0,14	-0,03	-0,11	0,13	-0,16
Zn	0,05	0,16	-0,30	-0,04	0,45	1,00	0,21	0,32	0,09	-0,01	-0,04	0,00	-0,08	-0,11	-0,37	0,11	0,05	-0,10	-0,07
As	0,10	0,01	-0,09	0,23	0,25	0,21	1,00	0,15	0,26	0,17	-0,14	-0,14	0,08	0,10	0,05	0,03	0,14	-0,14	0,05
Cd	-0,11	0,04	-0,29	0,30	0,46	0,32	0,15	1,00	0,53	0,07	0,07	-0,13	-0,11	-0,06	0,18	-0,12	0,05	-0,01	-0,40
Se	0,08	0,04	-0,21	0,21	0,27	0,09	0,26	0,53	1,00	0,12	0,02	-0,12	-0,10	-0,07	-0,05	0,02	0,03	-0,03	-0,19
Pb	-0,16	-0,07	0,13	0,44	0,31	-0,01	0,17	0,07	0,12	1,00	-0,41	-0,02	0,10	0,33	0,17	0,04	0,00	0,02	0,05
Hg	0,02	0,11	-0,23	-0,21	-0,08	-0,04	-0,14	0,07	0,02	-0,41	1,00	0,18	-0,10	-0,21	-0,29	-0,06	-0,16	0,12	0,03
Br <sup>2+</sup>	0,49	0,04	0,08	-0,20	-0,12	0,00	-0,14	-0,13	-0,12	-0,02	0,18	1,00	0,06	-0,31	-0,21	0,55	0,26	-0,38	0,34
Al <sup>3+</sup>	0,15	-0,11	0,13	0,20	-0,10	-0,08	0,08	-0,11	-0,10	0,10	-0,10	0,06	1,00	-0,01	0,47	0,11	0,22	-0,27	-0,45
Sb	-0,40	-0,12	0,22	0,38	0,09	-0,11	0,10	-0,06	-0,07	0,33	-0,21	-0,31	-0,01	1,00	0,26	-0,23	-0,09	0,14	-0,14
Al <sup>3+</sup> filtr.	-0,25	-0,04	0,13	0,62	-0,14	-0,37	0,05	0,18	-0,05	0,17	-0,29	-0,21	0,47	0,26	1,00	-0,16	0,11	-0,03	0,20
Si	0,79	0,05	0,29	-0,17	-0,03	0,11	0,03	-0,12	0,02	0,04	-0,06	0,55	0,11	-0,23	-0,16	1,00	0,35	-0,60	0,33
S <sub>2</sub>	0,38	-0,10	0,09	-0,05	-0,11	0,05	0,14	0,05	0,03	0,00	-0,16	0,26	0,22	-0,09	0,11	0,35	1,00	-0,89	0,14
A <sub>2</sub>	-0,58	0,03	-0,19	0,10	0,13	-0,10	-0,14	-0,01	-0,03	0,02	0,12	-0,38	-0,27	0,14	-0,03	-0,60	-0,89	1,00	-0,26
Stupeň znečis.	0,27	-0,06	0,19	-0,05	-0,16	-0,07	0,05	-0,19	0,05	0,03	0,34	0,45	0,45	-0,14	0,20	0,33	0,14	-0,26	1,00



- Nepriama závislosť koncentrácie základných iónov ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{HCO}_3^-$ ), ako aj celkovej mineralizácie od koncentrácie agresívneho  $\text{CO}_2$  (v oboch korelačných výpočtoch) je daná predovšetkým geologickými danosťami obehu podzemnej vody. Viac mineralizovaná podzemná voda mezozoika, paleogénu, neogénnych a kvartérnych sedimentov sa vyznačuje nulovou, resp. veľmi nízkou koncentraciou agresívneho  $\text{CO}_2$ . Naopak, v podzemnej vode kryštalinika je koncentrácia agresívneho  $\text{CO}_2$  podstatne vyššia za súčasne najnižších hodnôt celkovej mineralizácie.

- Kladná korelácia zložiek  $\text{SiO}_2$  a agresívneho  $\text{CO}_2$  (v oboch korelačných výpočtoch) je podobne daná predovšetkým geologickým prostredím. Prakticky nulová koncentrácia agresívneho  $\text{CO}_2$  pri súčasne nízkej koncentrácii  $\text{SiO}_2$  je charakteristická pre podzemnú vodu mezozoika, paleogénu a neogénnych a kvartérnych sedimentov. Naopak, vysoké hodnoty agresívneho  $\text{CO}_2$  pri súčasne vysokej koncentrácii  $\text{SiO}_2$  sú typické pre podzemnú vodu kryštalinika.

- Tesný kladný korelačný vzťah bol vypočítaný medzi zložkami  $\text{Cl}^-$  a  $\text{NO}_3^-$ . Spoločný výskyt týchto iónov je v podzemnej vode bežný vzhľadom na ich spoločný výskyt v zrážkach (morský, prípadne technogénny pôvod – nízka koncentrácia). Ich prípadný vyšší obsah má v daných, prevažne prírodných podmienkach Veľkej Fatry antropogénny pôvod, a to predovšetkým z poľnohospodárskej činnosti, resp. živočíšnej výroby.

- Vplyv hydrogenuhličitanovej rovnováhy na pH vody je badateľný v negatívnej korelácii pH s obsahom voľného  $\text{CO}_2$  (najmä Spearmanova korelácia), resp. agresívneho  $\text{CO}_2$ . Všeobecne prítomnosť voľného  $\text{CO}_2$  znižuje vo vode hodnotu pH, t. j. pri uvoľnení  $\text{CO}_2$  z vody (príkladom je povrchová voda) je bežný nárast hodnôt rádovo o niekoľko desiatín jednotiek pH. Výskyt zvýšeného obsahu agresívneho  $\text{CO}_2$  je typický v nízko mineralizovanej a agresívnej podzemnej vode pri súčasne nízkych hodnotách pH.

- Úzky kladný korelačný vzťah (významnejší v Spearmanovom výpočte) vypočítaný medzi manganom, železom, prípadne amónnymi iónmi naznačuje ich spoločný výskyt v podzemnej vode (zvýšená koncentrácia týchto zložiek zvyčajne indikuje redukčné podmienky v prostredí).

- Významné korelácie niektorých ďalších stopových prvkov (Cr, Cu, Zn, Se, Cd, Hg) sú vzhľadom na ich dominantný obsah nižší ako medza stanoviteľnosti analýzy problematcky interpretovateľné a podmienené pravdepodobne skôr prítomnosťou odľahlých, resp. extrémnych meraní.

- Hodnoty stupňa znečistenia sú najviac ovplyvnené obsahom  $\text{Fe}_{\text{celk}}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{NO}_2^-$  a zo stopových prvkov  $\text{Al}^{3+}$ . Nasvedčuje tomu vzájomná významná kladná korelácia týchto ukazovateľov.

## 6.2.2. Charakteristika chemického zloženia podzemnej vody vyčlenených hydrogeochemických skupín

### Podzemná voda s karbonátogénnou mineralizáciou

Dominantným mineralizačným procesom tvorby chemického zloženia podzemnej vody s karbonátogénnou mineralizáciou je rozpúšťanie karbonátov. Tvorba podzemnej vody sa geneticky viaže na mezozoické horniny (dolomity a vápence), ktoré majú v oblasti dominantné postavenie. Napriek pestrej variete mezozoických vápencov pri individuálnom štatistickom hodnotení jednotlivých litostratigrafických členov neboli sledované významné rozdiely v chemickom zložení podzemnej vody. Podzemná voda vápencov je štatisticky spracovaná a prezentovaná zvlášť za obdobie ich vzniku v triase, jure a kriede (tab. 6.12). Zvlášť je štatisticky spracovaná podzemná voda dolomitov (tab. 6.12) a podzemná voda karpatského keuperu (tab. 6.13).

#### Vápence a dolomity

Vápence stredného a vrchného triasu sú zastúpené wettersteinskými a gutensteinskými vápencami tatrika, hronika a veporika. Pre obdobie jury sú charakteristické pestré vápence, kremité škvrnité sliene, pieskovce, piesčité, ílovité a slienité bridlice a ílovce veporika. V období kriedy vznikali sliene, slienité vápence, slieňovce, vápnité pieskovce, zlepenca a ílovito–piesčité bridlice veporika. Dolomity mezozoika sú vyhodnotené v celku. V tejto skupine majú zastúpenie ramsauské, hlavné a wettersteinské dolomity tatrika, hronika a veporika stredného až vrchného triasu.

Hodnoty celkovej mineralizácie podzemnej vody vápencov a dolomitov sa väčšinou pohybujú v pomerne úzkom rozpätí, 300 – 450 mg · l<sup>-1</sup> (tab. 6.12). Variabilita koncentrácie základných iónov a celkovej mineralizácie je v prírodných podmienkach funkciou mnohých premenných, predovšetkým parciálneho tlaku CO<sub>2</sub>, teploty, tlaku, druhu karbonátu a jeho štruktúry, druhu a obsahu prímiesí, zloženia vody vstupujúcej do podzemného obehu, času a charakteru interakcie vody s horninami. Vo všeobecnosti podzemnú vodu s karbonátogénnou mineralizáciou charakterizujú prevažne **A<sub>2</sub> základné výrazné, Ca–HCO<sub>3</sub>** (vápence), **resp. Ca–Mg–HCO<sub>3</sub>** (dolomity) typy chemického zloženia s priemernou hodnotou celkovej mineralizácie s obehom v triasových vápencoch 337,8 mg · l<sup>-1</sup>, v pestrých vápencoch jury 350,0 mg · l<sup>-1</sup>, v slienitých vápencoch kriedy 354,3 mg · l<sup>-1</sup> a v dolomitoch 354,4 mg · l<sup>-1</sup>. Hodnoty ukazovateľa A<sub>2</sub> sú prevažne vyššie ako 80 ekv. %.

Významným charakterizačným koeficientom podzemnej vody s karbonátogénnou mineralizáciou je **pomer rMg/rCa**, ktorý odráža zloženie horninového prostredia obehu vody. Prúdenie podzemnej vody v dolomitoch je vo všeobecnosti charakterizované koeficientom rMg/rCa > 0,7, zatiaľ čo pre vodu čistých vápencov je typický pomer rMg/rCa < 0,2. Podzemná voda s hodnotami rMg/rCa 0,2 až 0,7 poukazuje skôr na zmiešaný obeh vo vápencovo–dolomitických komplexoch (Rapant a Vrana, 1985). V podzemnej vode dolomitov bola pri koeficiente rMg/rCa vypočítaná priemerná hodnota 0,74. Pre podzemnú vodu vápencov sú charakteristické podstatne nižšie hodnoty tohto koeficientu. Podiel zastúpenia iónov Mg<sup>2+</sup> a Ca<sup>2+</sup> v podzemnej vode s obehom v triasových (priemerná hodnota rMg/rCa je 0,342) a jurských (priemerná hodnota rMg/rCa je 0,367) vápencoch poukazuje na to, že časť podzemnej vody cirkuluje v zmiešaných vápencovo–dolomitických komplexoch. Z tohto pohľadu sa ako „najčistejšia“ javí podzemná voda kriedových slienitých vápencov s priemernou hodnotou koeficientu rMg/rCa 0,212.

Ako vedľajšia prímies je vo vápencovo–dolomitických komplexoch prakticky vždy prítomný sadrovec (menej anhydrit), ktorý vylúhovaním poskytuje anión SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. **Obsah síranov** v antropogénne neovplyvnenej vode kolíše zvyčajne v intervale 10 – 35 mg · l<sup>-1</sup> (priemerný obsah jednotlivých hydrogeochemických skupín sa pohybuje v rozsahu 19,98 – 25,45 mg · l<sup>-1</sup>) – tab. 6.12. Ďalším zdrojom síranov môže byť autigénny pyrit a jeho oxidácia, ktorý je vo väčšom množstve zastúpený napríklad v bituminóznych a organogénnych vápencoch, slienitých bridliciach a slieňovcoch. Špecifickú skupinu tvorí podzemná voda s výrazným zastúpením síranovej zložky, cirkulujúca predovšetkým v horninovom prostredí karpatského keuperu (bližšie v samostatnej časti).

**Prítomnosť ílových minerálov** v karbonatických horninách sa prejavuje v chemickom zložení zvýšeným obsahom alkálií najmä ako dôsledok hydrolytického rozkladu silikátov alebo ionovými reakcií. Za zdroj alkálií sa považujú aj v malom množstve prítomné silikátové minerály (napr. produkty zvetrávania primárnych silikátových minerálov albitu, ortoklasu, oligoklasu, andezínu – montmorillonit, bentonit, illit...). Vhodným charakterizačným koeficientom na posúdenie výskytu polôh ílových minerálov je **pomer r(Na + K)/r(Ca + Mg)**. V prípade podzemnej vody čistých karbonátov je všeobecne jeho hodnota nižšia ako 0,01 (Rapant, 1994). V študovanom území sa priemerné hodnoty koeficientu r(Na + K)/r(Ca + Mg) pohybujú od 0,01 (triasové vápence a dolomity) do 0,019 (slienité vápence kriedy).

Väčšinou v podstatne nižšej koncentrácii sú v podzemnej vode s karbonátogénnou mineralizáciou zastúpené **d'alšie chemické zložky**. Chloridy (priemerný obsah 2,08 – 3,22 mg · l<sup>-1</sup>) a dusičnany (priemerný obsah 5,06 – 6,81 mg · l<sup>-1</sup>) majú prevažne alochtónny pôvod z morských a technogénnych solí v atmosfére. V podzemnej vode s karbonátogénnou mineralizáciou sa antropogénny prínos týchto látok zaznamenal výnimočne. Zvýšená koncentrácia stopových prvkov je v tejto vode ojedinelá (výnimočne sa zaznamenal zvýšený obsah Al<sup>3+</sup>, Fe<sub>celk.</sub>, Mn<sup>2+</sup> a Zn). Pre podzemnú vodu s karbonátogénnou mineralizáciou sú charakteristické prakticky nulové hodnoty agresívneho CO<sub>2</sub> a nízke zastúpenie SiO<sub>2</sub> zložky (priemerný obsah 2,95 – 7,03 mg · l<sup>-1</sup>).

Na obrázkoch 6.3 a 6.4 je zobrazený upravený **Piperov systematizačný diagram** charakterizujúci chemické zloženie podzemnej vody vyčlenených hydrogeochemických skupín na základe hlavných iónov a hodnôt celkovej mineralizácie. V prípade podzemnej vody vápencov s karbonátogénnou mineralizáciou je evidentná dominancia Ca–HCO<sub>3</sub> zložiek, ktorú charakterizujú zhľuky meraní lokalizované v pomerne malom priestore. Pre podzemnú vodu dolomitov je v katiónovej časti charakteristický zhľuk posunutý smerom k Mg<sup>2+</sup> zložke pri zachovaní dominancie HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> zložky v aniónovej časti. Hodnoty celkovej mineralizácie podzemnej vody vápencov, ako aj dolomitov sa, okrem výnimiek, pohybujú

Tab. 6.12. Vybrané štatistické parametre analyzovaných zložiek a chemických charakteristík podzemnej vody s karbonátovým mineralizáciou.

	Podzemná voda mezozoika – dolomity (trias)						Podzemná voda mezozoika – vápence (trias)					
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
	Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )											
Teplota vody (°C)	117	7,7	7,5	1,8	4,6	15,2	21	8,1	7,8	2,1	2,0	12,5
pH	121	7,83	7,86	0,33	6,58	8,44	20	7,87	7,89	0,29	7,00	8,41
Mineralizácia	121	354,4	338,2	58,6	199,6	627,8	21	337,8	333,8	30,1	275,3	398,0
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol · l <sup>-1</sup> )	121	2,30	2,18	0,38	1,31	3,55	21	2,13	2,12	0,20	1,70	2,50
O <sub>2</sub>	97	9,5	10,0	1,6	4,8	12,7	19	8,9	9,4	2,4	2,4	11,5
ChSK <sub>Mn</sub>	119	1,53	1,40	0,89	0,25	4,62	21	1,12	1,12	0,53	0,04	2,24
Li <sup>+</sup>	99	0,004	0,001	0,010	0,001	0,068	15	0,004	0,003	0,003	0,001	0,014
Na <sup>+</sup>	121	1,00	0,40	3,05	0,05	24,40	21	0,74	0,80	0,36	0,30	1,60
K <sup>+</sup>	121	0,28	0,20	0,28	0,05	2,30	21	0,36	0,30	0,23	0,10	0,90
Ca <sup>2+</sup>	121	53,66	51,50	11,62	26,30	90,58	21	63,97	64,53	6,18	53,31	73,75
Mg <sup>2+</sup>	121	23,28	23,10	3,99	11,19	39,06	21	13,02	12,66	4,22	5,23	20,40
Sr <sup>2+</sup>	99	0,12	0,05	0,17	0,01	0,89	15	0,33	0,19	0,28	0,04	0,93
Fe <sub>celk</sub>	121	0,087	0,020	0,423	0,002	4,426	21	0,038	0,025	0,041	0,008	0,164
Mn <sup>2+</sup>	121	0,011	0,003	0,042	0,001	0,300	21	0,004	0,003	0,003	0,001	0,015
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	121	0,036	0,025	0,087	0,003	0,958	21	0,027	0,025	0,021	0,003	0,110
F <sup>-</sup>	119	0,045	0,050	0,025	0,005	0,160	21	0,043	0,050	0,028	0,005	0,130
Cl <sup>-</sup>	121	2,46	1,60	3,81	0,50	29,52	21	3,22	1,62	6,92	0,71	33,33
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	121	19,98	16,75	11,07	7,02	61,93	21	21,08	19,95	8,89	8,65	49,38
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	76	0,037	0,005	0,092	0,005	0,437	10	0,054	0,010	0,107	0,005	0,349
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	121	6,74	6,60	2,93	0,25	13,70	21	6,81	4,78	7,38	0,70	35,90
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	121	0,011	0,005	0,017	0,005	0,150	21	0,011	0,005	0,010	0,005	0,040
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	121	243,0	234,3	37,5	134,0	394,2	21	221,9	222,1	27,4	173,3	286,8
SiO <sub>2</sub>	121	2,95	2,31	2,07	0,75	12,64	21	4,71	5,11	2,42	1,41	9,28
Vol. CO <sub>2</sub>	116	6,5	5,4	6,4	0,0	57,2	21	6,6	6,6	5,3	0,0	19,8
Agres. CO <sub>2</sub>	117	1,14	0,00	3,35	0,00	19,80	21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	121	0,0015	0,0010	0,0018	0,0001	0,0167	21	0,0014	0,0011	0,0011	0,0003	0,0032
Cu	121	0,0021	0,0011	0,0019	0,0003	0,0065	21	0,0022	0,0011	0,0021	0,0003	0,0050
Zn	121	0,0425	0,0025	0,1550	0,0005	0,7940	21	0,0035	0,0025	0,0072	0,0005	0,0340
As	100	0,0007	0,0005	0,0005	0,0001	0,0040	18	0,0007	0,0005	0,0005	0,0004	0,0018
Cd	121	0,0003	0,0003	0,0003	0,0000	0,0022	21	0,0003	0,0003	0,0002	0,0000	0,0005
Se	111	0,0007	0,0005	0,0005	0,0001	0,0036	21	0,0010	0,0005	0,0009	0,0001	0,0037
Pb	107	0,0017	0,0010	0,0013	0,0001	0,0080	18	0,0013	0,0010	0,0008	0,0002	0,0025
Hg	95	0,00012	0,00010	0,00011	0,00005	0,00076	15	0,00014	0,00010	0,00011	0,00005	0,00040

Tab. 6.12 – pokračovanie.

	Podzemná voda mezozoika – dolomity (trias)						Podzemná voda mezozoika – vápence (trias)					
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg . l <sup>-1</sup> )												
Ba <sup>2+</sup>	98	0,041 8	0,005 0	0,108 2	0,002 0	0,841 7	15	0,036 3	0,040 0	0,029 3	0,004 0	0,080 0
Al <sup>3+</sup>	95	0,069 7	0,014 1	0,146 1	0,005 0	0,950 0	15	0,060 6	0,020 0	0,074 2	0,005 0	0,220 0
Sb	94	0,000 4	0,000 4	0,000 5	0,000 1	0,003 9	15	0,000 2	0,000 1	0,000 2	0,000 1	0,000 7
Al <sup>3+</sup> filtrovaný	56	0,035 0	0,005 0	0,055 5	0,005 0	0,200 0	11	0,038 2	0,005 0	0,055 5	0,005 0	0,140 0
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)												
S <sub>1</sub>	121	1,0	0,5	2,2	0,1	16,0	21	1,0	1,0	0,5	0,4	2,0
S <sub>2</sub>	121	11,7	11,4	4,1	4,9	31,7	21	13,8	12,2	7,1	5,5	37,7
A <sub>2</sub>	121	87,1	87,9	4,7	67,3	94,6	21	85,1	86,9	7,4	60,2	94,0
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	121	8,7	8,1	3,8	3,8	29,8	21	10,1	10,3	4,0	4,3	22,7
Charakterizačné koeficienty (-)												
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	121	0,010	0,005	0,026	0,000	0,190	21	0,010	0,010	0,005	0,004	0,021
rMg/rCa	121	0,738	0,733	0,152	0,354	1,012	21	0,342	0,317	0,124	0,120	0,618
rSO <sub>4</sub> /M	121	0,044	0,040	0,019	0,020	0,149	21	0,051	0,051	0,019	0,022	0,111
Stupeň znečistenia	121	0,640	0,000	2,839	0,000	27,305	21	0,123	0,000	0,543	0,000	2,490

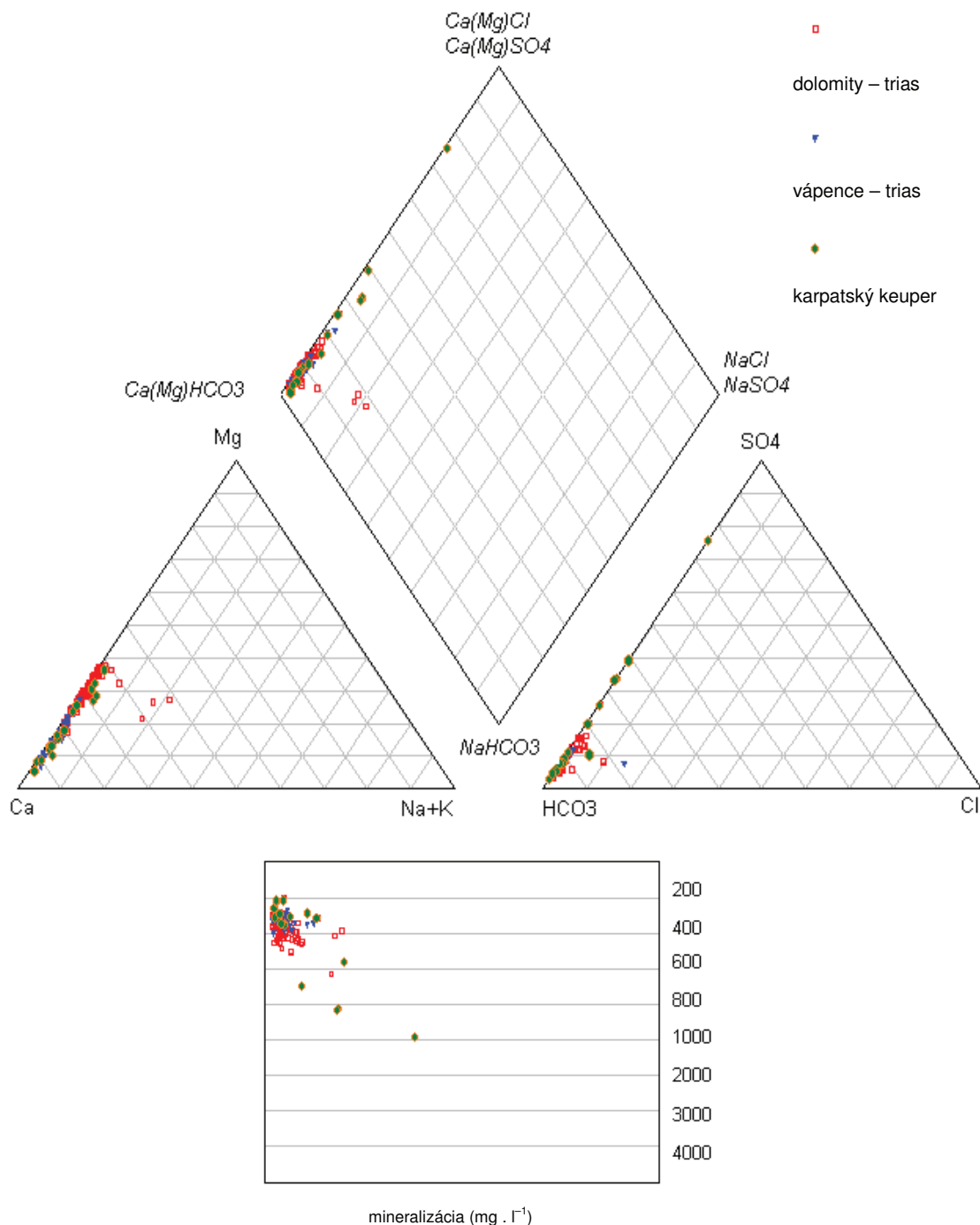
	Podzemná voda mezozoika – pestré vápence (jura)						Podzemná voda mezozoika – slienité vápence (krieda)					
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg . l <sup>-1</sup> )												
Teplota vody (°C)	17	8,6	8,9	2,1	4,1	12,1	40	9,2	8,7	2,5	4,5	14,9
pH	17	7,80	7,82	0,31	7,04	8,37	40	7,92	7,93	0,28	7,35	8,43
Mineralizácia	17	350,0	375,5	83,6	200,9	464,2	40	354,3	341,1	72,6	244,7	578,5
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol . l <sup>-1</sup> )	17	2,18	2,31	0,52	1,30	2,94	40	2,18	2,11	0,44	1,46	3,59
O <sub>2</sub>	17	8,6	8,8	1,9	3,4	10,5	36	8,4	8,3	2,3	3,4	12,8
ChSK <sub>Min</sub>	17	1,16	0,88	0,69	0,08	2,83	39	1,26	1,20	0,59	0,25	3,28
Li <sup>+</sup>	13	0,004	0,004	0,002	0,001	0,006	37	0,004	0,003	0,003	0,001	0,018
Na <sup>+</sup>	17	1,21	1,01	0,95	0,28	4,20	40	1,70	1,20	1,65	0,30	8,50
K <sup>+</sup>	17	0,50	0,40	0,24	0,16	1,01	40	0,63	0,42	1,29	0,05	8,40
Ca <sup>2+</sup>	17	64,43	68,63	14,91	34,47	85,37	40	72,32	71,44	16,81	48,10	121,04
Mg <sup>2+</sup>	17	13,93	11,92	7,49	3,40	26,51	40	8,75	7,54	5,20	1,18	20,92
Sr <sup>2+</sup>	13	0,41	0,24	0,48	0,14	1,89	37	0,28	0,23	0,21	0,05	1,12
F <sub>celk</sub>	17	0,053	0,025	0,104	0,005	0,447	40	0,066	0,020	0,094	0,005	0,382

Tab. 6. 12 – pokračovanie.

	Podzemná voda mezozoika – pestré vápence (jura)						Podzemná voda mezozoika – slienité vápence (krieda)					
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
Mn <sup>2+</sup>	17	0,009	0,005	0,012	0,003	0,052	40	0,006	0,003	0,008	0,001	0,039
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	17	0,057	0,025	0,136	0,007	0,584	40	0,027	0,025	0,020	0,003	0,134
F <sup>-</sup>	17	0,040	0,050	0,019	0,010	0,068	39	0,050	0,050	0,013	0,010	0,075
Cl <sup>-</sup>	17	2,08	1,60	1,59	0,54	6,91	40	2,56	1,42	3,87	0,65	23,58
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	17	23,00	21,36	12,23	7,20	54,48	40	25,45	23,09	13,21	4,10	76,25
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	9	0,148	0,005	0,175	0,003	0,423	13	0,093	0,061	0,122	0,005	0,375
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	17	5,06	4,30	2,64	1,50	12,54	40	6,51	5,65	5,85	0,25	30,50
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	17	0,018	0,005	0,023	0,005	0,066	40	0,013	0,005	0,020	0,003	0,120
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	17	231,7	250,8	55,0	128,1	327,1	40	229,7	231,9	42,3	151,3	336,8
SiO <sub>2</sub>	17	7,03	6,22	3,50	3,02	15,87	40	5,29	5,08	2,12	2,02	12,89
Vol. CO <sub>2</sub>	17	5,7	5,3	3,9	0,0	13,2	40	6,4	5,3	5,6	0,0	19,8
Agres. CO <sub>2</sub>	14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	39	0,22	0,00	0,79	0,00	3,96
Cr	16	0,000 7	0,000 3	0,000 9	0,000 1	0,002 5	40	0,001 0	0,000 4	0,001 0	0,000 2	0,004 0
Cu	16	0,002 2	0,001 0	0,002 6	0,000 3	0,010 0	40	0,001 8	0,001 5	0,001 7	0,000 2	0,006 7
Zn	16	0,044 3	0,006 0	0,145 7	0,000 5	0,590 0	40	0,011 5	0,002 5	0,017 6	0,000 5	0,080 0
As	13	0,000 5	0,000 5	0,000 2	0,000 1	0,000 9	38	0,000 6	0,000 5	0,000 3	0,000 1	0,002 1
Cd	16	0,000 2	0,000 3	0,000 2	0,000 0	0,000 5	40	0,001 8	0,000 3	0,010 0	0,000 0	0,063 3
Se	17	0,000 8	0,000 5	0,000 5	0,000 3	0,001 7	40	0,000 9	0,000 5	0,000 6	0,000 3	0,003 3
Pb	13	0,00 10	0,000 6	0,000 9	0,000 1	0,003 0	38	0,001 8	0,000 6	0,003 6	0,000 4	0,019 0
Hg	13	0,000 20	0,000 10	0,000 21	0,000 05	0,000 76	38	0,000 13	0,000 10	0,000 08	0,000 10	0,000 40
Ba <sup>2+</sup>	8	0,096 3	0,075 0	0,063 7	0,050 0	0,250 0	31	0,051 2	0,050 0	0,036 0	0,005 0	0,130 0
Al <sup>3+</sup>	13	0,051 3	0,030 0	0,058 0	0,005 0	0,190 2	38	0,110 3	0,060 0	0,208 6	0,005 0	1,290 0
Sb	13	0,000 1	0,000 1	0,000 1	0,000 1	0,000 5	37	0,000 3	0,000 1	0,000 4	0,000 1	0,002 1
Al <sup>3+</sup> filtrovaný	8	0,005 0	0,005 0	0,000 0	0,005 0	0,005 0	29	0,018 6	0,005 0	0,029 0	0,005 0	0,100 0
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)												
S <sub>1</sub>	17	1,5	1,5	0,7	0,6	3,5	40	1,9	1,3	1,5	0,4	8,7
S <sub>2</sub>	17	12,1	11,5	4,3	6,2	21,5	40	13,4	12,9	5,6	2,9	32,4
A <sub>2</sub>	17	86,2	87,3	4,1	76,9	91,6	40	84,3	85,7	6,3	63,1	95,8
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	17	10,4	9,3	4,0	5,8	20,5	40	11,4	10,5	4,5	2,7	23,2
Charakterizačné koeficienty (-)												
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	17	0,015	0,013	0,007	0,006	0,036	40	0,019	0,013	0,017	0,000	0,096
rMg/rCa	17	0,367	0,327	0,194	0,088	0,684	40	0,212	0,176	0,145	0,030	0,584
rSO <sub>4</sub> /M	17	0,052	0,047	0,020	0,028	0,103	40	0,058	0,055	0,022	0,013	0,116
Stupeň znečistenia	17	0,621	0,000	1,055	0,000	3,230	40	0,864	0,000	3,277	0,000	20,100



v pomerne malom priestore (charakteristický zhluk tvorí podzemná voda s hodnotami celkovej mineralizácie 250 – 450 mg · l<sup>-1</sup>). Osobitnú skupinu tvorí podzemná voda karpatského keuperu. Pre túto vodu je na jednej strane charakteristické chemické zloženie porovnateľné s podzemnou vodou vápencov, resp. dolomitov, na druhej strane však pri výraznejšom zastúpení síranovej zložky sú v grafe evidentné odľahlé hodnoty zastúpenia (mimo hlavných zhlukov) v aniónovej časti, ako aj pri hodnotách celkovej mineralizácie.

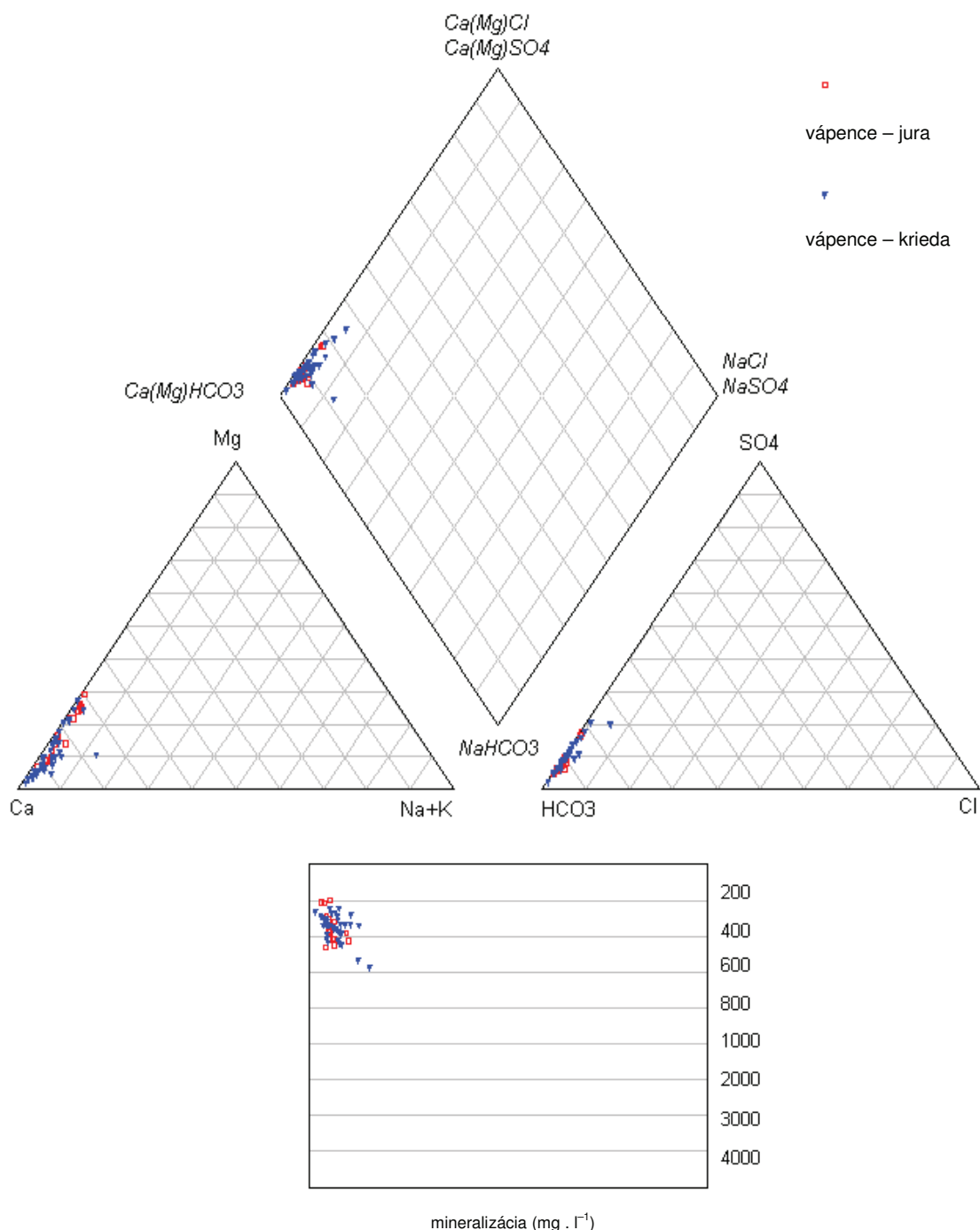


Obr. 6.3. Upravený Piperov systematizačný diagram podzemnej vody s karbonátogénnou mineralizáciou 1.

### Karpatský keuper

Pri hydrogeologickom a hydrogeochemickom prieskume Slovenska sa zistil pomerne významný vplyv nepriepustných súvrství na obch aj chemické zloženie podzemnej vody vápencovo–dolomitických komplexov (v území západnej časti Veľkej Fatry je to predovšetkým vplyv karpatského keuperu). Kar-

patský keuper tvorí nadložie hydrogeologicky priaznivých vápencovo–dolomitických komplexov triasu. Zložité tektonické pomery vedú často k tomu, že súvrstvie keuperu vytvára nepriepustnú bariéru podzemnej vode vápencov, resp. dolomitov a podmieňuje tak vznik bariérových prameňov. Karpatský keuper tvoria najmä pestré ílovité bridlice, dolomity a kremité pieskovce.



Obr. 6.4. Upravený Piperov systematizačný diagram podzemnej vody s karbonátogénnou mineralizáciou 2.

Chemické zloženie podzemnej vody sa z kvantitatívneho pohľadu formuje najmä rozpúšťaním karbonatického materiálu a hydrolytickým rozkladom silikátov. Hodnoty celkovej mineralizácie sa pohybujú v rozpätí 200 – 400 mg · l<sup>-1</sup>. Dokumentačný materiál k tejto podzemnej vode tvorí 18 vzoriek a ich základné štatistické parametre sú uvedené v tab. 6.13. Podzemná voda karpatského keuperu má všeobecne *karbonátogénnu, resp. silikátogénno–karbonátogénnu* mineralizáciu *A<sub>2</sub> základného výrazného Ca–(Mg)–HCO<sub>3</sub>* typu.

Ak súvrstvie karpatského keuperu obsahuje *polohy evaporitov* (najmä sadrovca) prevažne v rozpúšťanej forme, chemické zloženie podzemnej vody sa môže výrazne meniť vplyvom intenzívneho rozpúšťania sulfátov. Pre takto ovplyvnenú podzemnú vodu je typický zvýšený obsah síranov a tým aj  $\text{Ca-SO}_4$  zložky. Celkové chemické zloženie sa posúva smerom k  $\text{Ca-SO}_4$  typu a vzniká *podzemná voda s karbonátogénno-sulfátogénnou mineralizáciou,  $A_2\text{-S}_2(\text{SO}_4)$  prechodná, resp.  $\text{S}_2(\text{SO}_4)$  základná, výrazná a nevýrazná,  $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ , resp.  $\text{Ca-SO}_4$*  typu. Typickým príkladom takejto vody sú pramene s odberovým číslom 16, 19, 138 a 165.

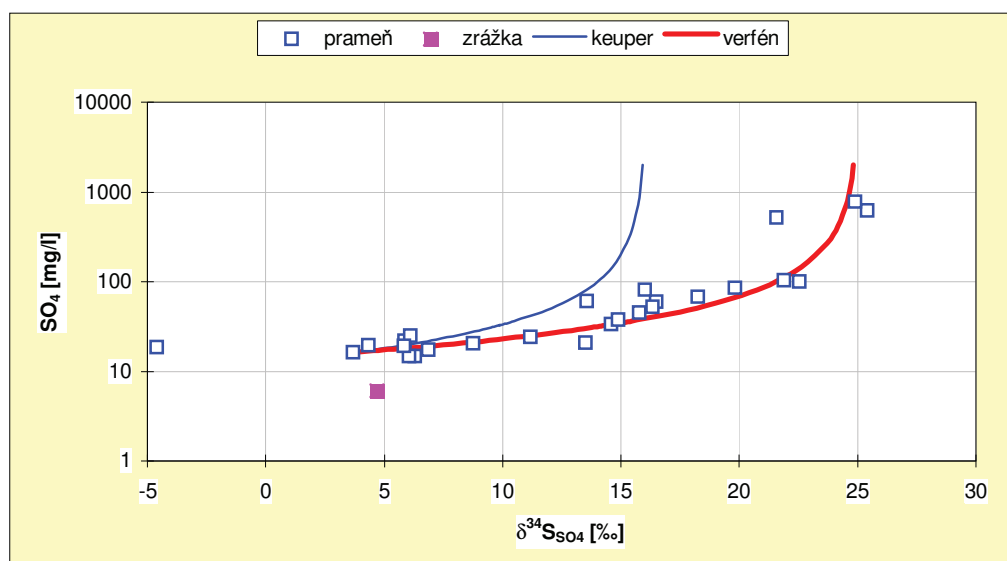
Celkovo sa obsah síranov v podzemnej vode karpatského keuperu pohybuje v značnom rozpätí ( $5,56 - 534,95 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). S týmto faktom potom súvisí aj značná variabilita hodnôt celkovej mineralizácie ( $217,1 - 986,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Podiel rozpúšťania sulfátov ako mineralizačného procesu na výslednom chemickom zložení podzemnej vody najlepšie charakterizuje *koeficient  $r\text{SO}_4/M$* . V prípade vody s čisto sulfátogénnou mineralizáciou sa udáva hodnota tohto pomeru 0,5. Priemerná hodnota tohto koeficientu v podzemnej vode karpatského keuperu je 0,097. Pri výraznom zastúpení síranovej zložky sa však hodnoty koeficientu  $r\text{SO}_4/M$  pohybujú zvyčajne od 0,3 do takmer 0,4 (tab. 6.13).

Zaujímavé je riešenie problému genézy podzemnej vody s vysokým obsahom síranov na základe izotopového výskumu  $\delta^{34}\text{S}$  (ide predovšetkým o posúdenie zdrojového kolektora sulfátov v podzemnej vode – Michalko et al., 1993; Mansell, 1994).

Ukázalo sa, že v oblasti Veľkej Fatry možno z hľadiska izotopového zloženia síry vodného sulfátu hovoriť o niekoľkých hlavných skupinách prameňov:

- pramene s vysokým obsahom síranov a izotopovo ťažkou sírou, pravdepodobne pôvodom z morských evaporitov rétu,
- skupina, v ktorej má izotopové zloženie síry pôvod pravdepodobne v evaporitoch karpatského keuperu,
- skupina prameňov typu „Harmanec–Tunel“ s nízkym obsahom síranov,
- pramene s izotopovo ľahkou sírou,
- pramene so samostatnou genézou sulfatickej síry.

Z obrázka 6.5 vyplýva, že existujúca závislosť medzi obsahom  $\text{SO}_4^{2-}$  ( $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) a  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$  (‰) môže vysvetľovať pôvod  $\text{SO}_4^{2-}$  vo vode. Na hrubšej krivke ležia krajné vzorky vody, ktoré vznikajú v súvrstviach verfénu (vysoký obsah síranov a izotopovo ťažká síra) a voda obsahujúca ľahký izotop síry (pôvod zo zrážok). Medzi nimi sú vzorky vznikajúce pravdepodobne miešaním vody z verfénu so zrážkovou vodou. Na tenšej krivke môžu vzorky vody pochádzať pravdepodobne zo sedimentov karpatského keuperu. Problém môže nastať, ak vzorky vody pochádzajúce z keuperu majú nižší obsah  $\text{SO}_4^{2-}$  (krátky kontakt voda – hornina) a „padnú“ na zmiešavaciu krivku. V tom prípade môžu byť výsledky skreslené.



Obr. 6.5. Miešanie rôznych zdrojov sulfatickej síry v prameňoch Veľkej Fatry (podľa Mansella, 1994 – upravené).

Tab. 6.13. Vybrané štatistické parametre analyzovaných zložiek a chemických charakteristík podzemnej vody s karbonátogénno-sulfátogénnou mineralizáciou.

	Podzemná voda mezozoika – karpatský keuper					
	n	priemer	medián	s smerod. odchýl.	minimum	maximum
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg . l <sup>-1</sup> )						
Tepl. vody (°C)	18	8,9	7,8	3,1	4,9	14,3
pH	18	7,73	7,73	0,28	7,28	8,22
Mineralizácia	18	431,0	322,0	241,6	217,1	986,4
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol . l <sup>-1</sup> )	18	2,78	2,04	1,67	1,35	6,86
O <sub>2</sub>	16	8,7	8,8	2,5	3,0	11,6
ChSK <sub>Mn</sub>	17	0,88	0,88	0,57	0,04	1,92
Li <sup>+</sup>	15	0,004	0,002	0,003	0,001	0,001
Na <sup>+</sup>	18	1,59	0,81	1,94	0,49	6,60
K <sup>+</sup>	18	0,70	0,48	0,65	0,12	2,30
Ca <sup>2+</sup>	18	81,27	56,71	52,96	34,50	239,68
Mg <sup>2+</sup>	18	18,28	17,00	13,89	2,89	53,99
Si <sup>2+</sup>	15	0,99	0,52	1,38	0,09	5,48
Fe <sub>celk</sub>	18	0,034	0,025	0,040	0,001	0,176
Mn <sup>2+</sup>	18	0,004	0,003	0,004	0,001	0,019
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	18	0,039	0,025	0,040	0,005	0,160
F <sup>-</sup>	18	0,059	0,050	0,041	0,010	0,200
Cl <sup>-</sup>	18	2,60	1,24	6,13	0,50	27,12
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	18	78,54	22,59	132,29	5,56	534,95
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	9	0,112	0,008	0,159	0,005	0,339
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	18	6,32	4,55	7,23	0,25	32,40
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	18	0,017	0,005	0,022	0,005	0,075
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	18	235,0	214,8	88,8	145,2	421,0
SiO <sub>2</sub>	18	5,68	4,55	3,29	2,92	13,09
Vol. CO <sub>2</sub>	18	12,7	4,4	15,3	2,2	52,8
Agres. CO <sub>2</sub>	17	0,35	0,00	1,44	0,00	5,94
Cr	18	0,001 4	0,000 6	0,001 7	0,000 1	0,007 0
Cu	18	0,002 7	0,002 0	0,002 1	0,000 3	0,008 3
Zn	18	0,020 2	0,003 8	0,032 9	0,000 1	0,086 0
As	17	0,000 5	0,000 5	0,000 2	0,000 1	0,001 0
Cd	18	0,000 3	0,000 3	0,000 2	0,000 0	0,000 5
Se	16	0,000 6	0,000 5	0,000 3	0,000 1	0,001 3
Pb	17	0,001 5	0,001 0	0,000 9	0,000 5	0,003 0
Hg	16	0,000 15	0,000 10	0,000 13	0,000 05	0,000 40
Ba <sup>2+</sup>	14	0,060 9	0,055 0	0,058 1	0,005 0	0,190 0
Al <sup>3+</sup>	17	0,069 0	0,015 0	0,131 7	0,005 0	0,430 0
Sb	15	0,000 3	0,000 3	0,000 2	0,000 1	0,000 8
Al <sup>3+</sup> filtrovaný	9	0,060 0	0,005 0	0,105 0	0,005 0	0,320 0
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)						
S <sub>1</sub>	18	1,4	1,3	0,7	0,5	3,0
S <sub>2</sub>	18	21,0	14,0	19,1	2,2	79,1
A <sub>2</sub>	18	77,3	85,0	19,0	20,5	96,5
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	18	18,9	10,5	19,7	2,2	78,9
Charakterizačné koeficienty (-)						
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	18	0,014	0,012	0,007	0,005	0,031
rMg/rCa	18	0,412	0,318	0,258	0,093	0,961
rSO <sub>4</sub> /M	18	0,097	0,053	0,100	0,017	0,399
Stupeň znečistenia	18	0,555	0,000	0,878	0,000	2,390

## Podzemná voda so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou

Podzemná voda tejto skupiny sa v sledovanom území geneticky viaže na dva typy horninového prostredia. Prvým je horninové prostredie granitov a granodioritov *kryštalinika* Veľkej Fatry, ktoré vystupuje najmä v centrálnej časti Lubochnianskej doliny. Druhým je horninové prostredie kremencov, pieskocov, zlepcov a bridlíc lúžňanského súvrstvia (mezozoikum – trias), ktoré vystupuje na styku kryštalinika s mezozoickými komplexmi. Časť podzemnej vody lúžňanského súvrstvia prestupujúcej polohami karbonatických hornín má skôr silikátogénno-karbonátogénne podmienenú mineralizáciu. Štatistické spracovanie podzemnej vody je uvedené v tab. 6.14. Hlavným mineralizačným procesom pri tvorbe chemického zloženia podzemnej vody tejto skupiny je hydrolytický rozklad silikátových minerálov a v menšej miere prebieha oxidácia sulfidov, prípadne rozpúšťanie karbonátov.

### Kryštalinikum

Podzemná voda kryštalinika sa vyznačuje najnižšou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie ( $101,6 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) s prevažným rozpätím hodnôt  $50 - 150 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (tab. 6.14). Výsledný efekt mineralizačných procesov je malý, predovšetkým vzhľadom na vysokú odolnosť silikátových minerálov proti zvetrávaniu, ako aj na nedostatočný kontakt vody s horninou (plytký puklinový obeh viazaný na zónu zvetrávania a podpovrchového rozvoľnenia hornín).

Pre podzemnú vodu kryštalinika je charakteristická silikátogénna, resp. silikátogénno-sulfidogénna mineralizácia,  $A_2$  základný nevýrazný,  $A_2-S_2(SO_4)$  prechodný až  $S_2(SO_4)$  základný nevýrazný  $Ca-HCO_3$ ,  $Ca-HCO_3-SO_4$  až  $Ca-SO_4$  typ chemického zloženia.

Z aniónov má *najväčšie zastúpenie*  $HCO_3^-$  s priemernou koncentráciou  $41,2 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  a z katiónov vápnik (priemerný obsah  $Ca^{2+} = 14,95 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  je viac ako štyrikrát vyšší ako obsah  $Na^+$  s priemernou koncentráciou  $3,41 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Nadbytok vápnika môže pochádzať z rozpúšťania karbonátov, menej aj z alochtónneho prínosu z vegetačného, resp. pôdneho pokryvu. Kolísanie koncentrácie  $Mg^{2+}$  v rozsahu  $0,82 - 10,40 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  môže byť spojené čiastočne s variabilitou obsahu rozpustného  $O_2$  vo vode, pretože jeho uvoľňovanie do podzemnej vody je podmienené prítomnosťou  $O_2$ .

Zastúpenie síranovej zložky  $SO_4^{2-}$  je v prírodných podmienkach kryštalinika bežné a je najmä produktom oxidácie sulfidov (menšia časť síranov, zvyčajne do  $5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , vstupuje do podzemného obehu zo zdrojovej zrážkovej vody – najmä snehu). Na základe štatistického spracovania je zrejmé, že zastúpenie zložky  $S_2(SO_4)$  v podzemnej vode kryštalinika je významné [priemerná hodnota  $S_2(SO_4)$  je  $27,9 \%$  a priemerná hodnota koeficientu  $rSO_4/\text{mineralizácia}$  je  $0,175$ ]. Priemerná koncentrácia  $SO_4^{2-}$  v podzemnej vode kryštalinika je  $18,09 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Pretože antropogénny prínos síranov sa v podmienkach kryštalinika v oblasti Veľkej Fatry nepredpokladá, z oxidácie pyritu pochádza zvyčajne do  $30 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$   $SO_4^{2-}$  (zistená maximálna koncentrácia síranov dosiahla hodnotu  $34,9 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ).

*Ďalšie zložky* sú v podzemnej vode kryštalinika zastúpené v podstatne menšej miere. Koncentrácia chloridov (priemerná koncentrácia  $1,37 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) má prevažne alochtónny pôvod a dosahujú nízke hodnoty. Anión  $Cl^-$  je obsiahnutý najmä v morských a technogénnych soliach v atmosfére, čiastočne sa môže uvoľňovať pri hydrolytickom rozklade slúd (najmä biotitu), resp. akcesorických minerálov (apatit). Podobne amónne ióny (priemerný obsah  $0,052 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ), resp. dusičnany (priemerný obsah  $4,92 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) majú prevažne alochtónny pôvod a sú zastúpené v zrážkach, anión  $NO_3^-$  sa výrazne kumuluje aj v biomase lesných ekosystémov, a najmä v období nízkej biologickej aktivity (v zime) sa môže intenzívnejšie vyplavovať do podzemnej vody. Zvýšená koncentrácia  $Cl^-$ ,  $NH_4^+$  a  $NO_3^-$  môže indikovať antropogénne ovplyvnenie (napr. vzorka č. 166 s koncentráciou  $NO_3^-$   $26,77 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Koncentrácia stopových prvkov je vo väčšine prípadov nízka (lokálne bol zdokumentovaný zvýšený obsah železa, mangánu a hliníka, ktorý je však prírodného charakteru). Vplyv zrudnenia, charakteristický v niektorých oblastiach kryštalinika (napr. v Nízkych Tatrách), v území nebol sledovaný. Pre podzemnú vodu kryštalinika je charakteristická zvýšená koncentrácia  $SiO_2$  (priemerný obsah  $13,14 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) a nadbytočného agresívneho  $CO_2$  (priemerný obsah  $18,66 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ).

Charakteristika chemického zloženia je prostredníctvom upraveného *Piperovho systematizačného diagramu* vyjadrená na obr. 6.6. Pre podzemnú vodu kryštalinika sú charakteristické pomerne vyrovnané hodnoty celkovej mineralizácie, väčšinou do  $150 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Zatiaľ čo pomerné zastúpenie základných ka-



tiónov je charakteristické v pomerne úzkej oblasti (zhluky), aniónová časť vykazuje značné rozdiely najmä v pomernom zastúpení zložiek  $\text{SO}_4^{2-}$ , resp.  $\text{HCO}_3^-$ . Podobné výsledky sa zaznamenali aj z východnej časti Veľkej Fatry (Malík a Kordík, 1999).

### Podzemná voda lúžňanského súvrstvia

Chemické zloženie podzemnej vody samotného lúžňanského súvrstvia sa zvyčajne formuje hydrolytickým rozkladom silikátových minerálov, podobne ako zloženie podzemnej vody kryštalinika (menej oxidáciou sulfidov). V dôsledku zložitej tektonickej pozície súvrstvia a zložitých hydrogeochemických pomerov je chemické zloženie tejto vody komplikované. Na jednej strane sa zistila podzemná voda s výrazne nízkymi hodnotami celkovej mineralizácie ( $< 100 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , minimum  $32,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ), na druhej strane výrazne vyšší obsah rozpustených látok v prostredí s maximom  $321,8 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (tab. 6.14). Vysoký obsah rozpustených látok je zvyčajne zapríčinený prítomnosťou polôh karbonatických hornín. Tie ovplyvňujú najmä zastúpenie iónov  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{HCO}_3^-$  v podzemnej vode a celková mineralizácia sa vplyvom rozpúšťania karbonátov výrazne zvyšuje.

Z aniónov má **najväčšie zastúpenie**  $\text{HCO}_3^-$  s priemernou koncentráciou  $113,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  a z katiónov vápnik (priemerný obsah  $29,83 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ), resp. horčík (priemerný obsah  $10,92 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). **Ďalšie zložky** sú v podzemnej vode lúžňanského súvrstvia zastúpené v podstatne menšej miere, podobne ako v podzemnej vode kryštalinika. Koncentrácia stopových prvkov je vo väčšine prípadov nízka (lokálne bola zdokumentovaná zvýšená koncentrácia hliníka, ktorá je však prírodného charakteru).

Z upraveného **Piperovho systematizačného diagramu** (obr. 6.5) vyplýva, že pre podzemnú vodu lúžňanského súvrstvia sú charakteristické variabilné hodnoty celkovej mineralizácie, ako aj základných katiónov a aniónov. Ako už bolo uvedené, časť vzoriek charakterizujú nízke hodnoty celkovej mineralizácie, do  $100 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (v nich je evidentné výraznejšie zastúpenie  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ , resp.  $\text{SO}_4^{2-}$  iónov), a časť analýz reprezentuje podstatne vyššiu koncentráciu rozpustených látok, vyššiu ako  $200 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , s typickou (v podzemnej vode karbonátov) dominanciou  $\text{Ca-Mg-HCO}_3$  zložiek.

Podzemná voda lúžňanského súvrstvia má vo všeobecnosti silikátogénnu, resp. silikátogénno-sulfidogénnu mineralizáciu a  **$A_2$  základný, výrazný a nevýrazný, menej  $A_2-S_2(\text{SO}_4)$  prechodný  $\text{Ca-Mg-HCO}_3$  a  $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$  typ** chemického zloženia. Mineralizáciu podzemnej vody lúžňanského súvrstvia prestupujúcej cez polohy karbonatických hornín je možné považovať za silikátogénno-karbonátogénnu,  **$A_2$  základného výrazného, prípadne nevýrazného  $\text{Ca-Mg-HCO}_3$  typu.**

### Podzemná voda so silikátogénnou, resp. silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou

Podzemná voda tejto skupiny sa v sledovanom území geneticky viaže na horninové prostredie **vulkanického neogénu** Kremnických vrchov (vulkanoklastiká andezitov – tufy, brekcie, konglomeráty a pieskovce). Hlavným mineralizačným procesom pri tvorbe chemického zloženia podzemnej vody tejto skupiny je hydrolytický rozklad silikátových minerálov a rozpúšťanie karbonátov.

Podzemná voda vulkanoklastík andezitov sa vyskytuje plošne len na malom území v južnej časti na styku Veľkej Fatry s Kremnickými vrchmi. Štatistický súbor reprezentujú len 3 merania nezaručujúce dostatočnú reprezentatívnosť štatistických výsledkov (tab. 6.15). Preto pri charakteristike tejto vody je využitá analógia z výsledkov prieskumu priľahlej Turčianskej kotliny (Kordík in Michalko et al., 2005), kde sa konštatujú nasledujúce skutočnosti. Podzemná voda vulkanického neogénu sa vyznačuje podstatne vyššou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie ( $230,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , v tab. 6.13 je to až  $395,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) ako voda kryštalinika (tab. 6.14). Napriek tomu môže byť výsledný efekt mineralizačných procesov v tejto vode malý, spôsobený odolnosťou silikátových minerálov, resp. plytkým obehom a zvyčajne krátkym kontaktom vody s horninou. Nízko mineralizovanú podzemnú vodu vulkanického neogénu charakterizuje zväčša silikátogénna mineralizácia a  **$A_2$  základný výrazný a nevýrazný  $\text{Ca-Mg-HCO}_3$  typ** chemického zloženia.

Pre podzemnú vodu vulkanického neogénu je však typická výrazná variabilita hodnôt celkovej mineralizácie (maximum až  $457,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ), podmienená napr. rôznym štruktúrnym typom mriežky silikátového minerálu a tým jeho odolnosťou proti zvetrávaniu, procesmi prebiehajúcimi v pôdnom

Tab. 6.14. Vybrané štatistické parametre analyzovaných zložiek a chemických charakteristík podzemnej vody kryštalinika a lužňanského súvrstvia so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou.

	Podzemná voda kryštalinika						Podzemná voda lužňanského súvrstvia					
	n	priemer	medián	s – smer. odchýlka	minimum	maximum	n	priemer	medián	s – smer. odchýlka	minimum	maximum
Fyzikálno–chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg . l <sup>-1</sup> )												
Teplota vody (°C)	31	9,5	9,4	2,3	5,5	13,9	8	7,2	6,6	1,7	5,7	10,0
pH	31	6,98	7,14	0,86	3,61	8,01	8	6,88	7,16	1,10	4,77	7,96
Mineralizácia	31	101,6	94,9	43,5	35,4	227,6	8	182,0	208,0	123,3	32,4	321,8
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol . l <sup>-1</sup> )	31	0,49	0,43	0,27	0,11	1,31	8	1,19	1,36	0,91	0,13	2,42
O <sub>2</sub>	22	8,2	8,4	1,9	2,8	11,9	2	9,3	9,3	1,7	8,1	10,5
ChSK <sub>min</sub>	31	3,01	2,18	2,49	0,26	12,00	8	3,32	3,92	1,61	0,88	5,12
Li <sup>+</sup>	31	0,008	0,005	0,017	0,001	0,100	8	0,004	0,005	0,001	0,002	0,005
Na <sup>+</sup>	31	3,41	3,37	1,59	0,57	9,10	8	0,59	0,59	0,25	0,25	0,90
K <sup>+</sup>	31	0,97	0,96	0,35	0,30	1,74	8	0,79	0,59	0,63	0,17	2,20
Ca <sup>2+</sup>	31	14,95	13,40	7,21	3,00	35,92	8	29,83	29,65	25,25	3,24	74,00
Mg <sup>2+</sup>	31	2,88	1,97	2,46	0,82	10,40	8	10,92	13,15	8,30	0,92	22,40
Sr <sup>2+</sup>	31	0,07	0,06	0,03	0,03	0,16	8	0,08	0,04	0,11	0,01	0,33
Fe <sub>celk</sub>	31	0,145	0,084	0,170	0,005	0,639	8	0,075	0,055	0,063	0,022	0,199
Mn <sup>2+</sup>	31	0,031	0,017	0,032	0,002	0,114	8	0,022	0,014	0,031	0,001	0,093
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	31	0,052	0,033	0,052	0,003	0,230	8	0,050	0,045	0,030	0,020	0,110
F <sup>-</sup>	31	0,076	0,050	0,090	0,039	0,540	8	0,050	0,050	0,001	0,046	0,050
Cl <sup>-</sup>	31	1,37	1,31	0,49	0,29	2,48	8	1,03	1,20	0,46	0,50	1,60
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	31	18,09	17,57	6,90	7,80	34,90	8	12,83	10,35	9,03	6,30	34,28
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	19	0,110	0,020	0,133	0,003	0,421	7	0,048	0,005	0,115	0,005	0,308
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	31	4,92	3,86	4,89	0,16	26,77	8	5,96	6,24	3,22	1,49	10,90
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	31	0,032	0,020	0,032	0,003	0,110	8	0,012	0,005	0,020	0,005	0,061
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	31	41,2	32,3	30,4	0,0	128,0	8	113,7	143,5	87,8	6,1	201,0
SiO <sub>2</sub>	31	13,14	13,10	3,38	5,17	22,87	8	4,86	4,29	3,05	1,20	10,71
Vol. CO <sub>2</sub>	31	4,4	2,2	3,7	2,2	17,6	8	4,7	4,4	3,4	0,0	11,0
Agres. CO <sub>2</sub>	22	18,66	17,47	9,57	0,00	44,00	7	8,53	4,40	10,40	0,00	30,00

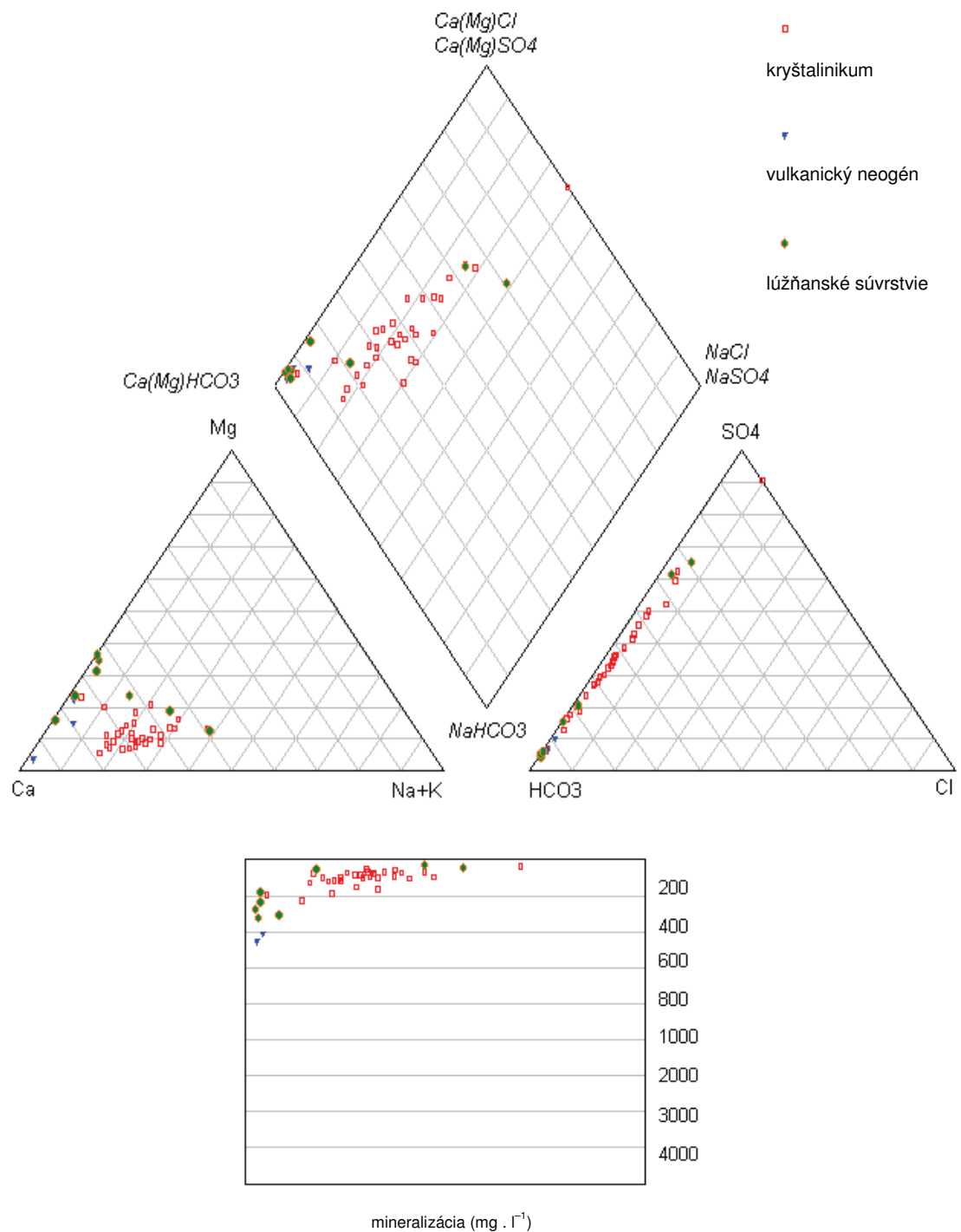
Tab. 6.14 – pokračovanie.

	Podzemná voda kryštalínika					Podzemná voda lúžňanského súvrstvia						
	n	priemer	medián	s – smer. odchýl.	minimum	maximum	n	priemer	medián	s – smer. odchýl.	minimum	maximum
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )												
Cr	31	0,001 2	0,000 4	0,002 1	0,000 1	0,009 5	8	0,001 3	0,001 0	0,001 1	0,000 3	0,004 0
Cu	31	0,001 0	0,001 0	0,001 7	0,000 3	0,009 8	8	0,000 9	0,001 0	0,000 3	0,000 3	0,001 0
Zn	31	0,002 5	0,001 0	0,004 3	0,000 5	0,022 0	8	0,001 6	0,001 0	0,001 8	0,000 5	0,006 0
As	31	0,000 8	0,000 5	0,000 5	0,000 1	0,002 0	8	0,000 5	0,000 5	0,000 1	0,000 5	0,000 7
Cd	31	0,000 2	0,000 2	0,000 1	0,000 0	0,000 7	8	0,000 2	0,000 2	0,000 1	0,000 1	0,000 3
Se	31	0,000 9	0,000 5	0,001 0	0,000 1	0,003 4	8	0,000 5	0,000 5	0,000 1	0,000 1	0,000 5
Pb	31	0,001 5	0,001 5	0,000 9	0,000 2	0,002 5	8	0,002 1	0,002 5	0,000 8	0,000 5	0,002 5
Hg	31	0,000 11	0,000 05	0,000 11	0,000 05	0,000 40	8	0,000 30	0,000 05	0,000 69	0,000 05	0,002 00
Ba <sup>2+</sup>	21	0,087 3	0,040 0	0,108 8	0,010 0	0,401 0	7	0,103 4	0,060 0	0,099 7	0,003 0	0,249 0
Al <sup>3+</sup>	31	0,166 7	0,090 0	0,268 2	0,005 0	1,360 0	8	0,260 6	0,115 0	0,358 3	0,005 0	1,029 4
Sb	31	0,000 3	0,000 1	0,000 4	0,000 1	0,002 3	8	0,000 5	0,000 5	0,000 3	0,000 1	0,001 0
Al <sup>3+</sup> filtrovaný	12	0,010 4	0,010 0	0,007 5	0,005 0	0,030 0	1	0,005 0	0,005 0	0,005 0	0,005 0	0,005 0
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)												
S <sub>1</sub>	31	16,2	15,8	4,6	2,1	23,8	8	6,2	1,4	7,6	0,5	19,2
S <sub>2</sub>	31	30,0	29,1	14,0	5,8	60,2	8	24,5	16,3	20,0	7,6	55,7
A <sub>2</sub>	31	50,8	51,9	19,4	0,0	86,7	8	63,5	82,5	36,8	0,0	89,8
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	31	27,9	28,9	12,2	5,8	55,4	8	21,8	12,3	21,4	5,2	55,7
Charakterizačné koeficienty (-)												
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	31	0,202	0,195	0,069	0,020	0,325	8	0,088	0,014	0,127	0,004	0,340
rMg/rCa	31	0,298	0,251	0,120	0,117	0,579	8	0,626	0,586	0,224	0,310	0,937
rSO <sub>4</sub> /M	31	0,175	0,175	0,058	0,039	0,293	8	0,114	0,062	0,119	0,025	0,303
Stupeň znečistenia	31	1,417	0,760	1,869	0,000	6,337	8	1,533	0,483	2,323	0,000	6,577

pokryve, dĺžkou obehu podzemnej vody a pod. V podzemnej vode pyroklastických hornín môže hodnoty celkovej mineralizácie významnou mierou ovplyvniť napr. prítomnosť karbonátického tmelu a následný dominantný kvantitatívny efekt rozpúšťania karbonátov na celkovom chemickom zložení podzemnej vody. Potvrdzujú to aj výsledky získané v rámci skúmania geologických faktorov životného prostredia ípeľského regiónu – IPREG (Slaninka a Kordík, 2006), kde sa v podzemnej vode vulkanoklastík zistili hodnoty celkovej mineralizácie v širokom rozsahu, väčšinou od 200 do 700 mg · l<sup>-1</sup>. V takomto prípade môžeme hovoriť, že v podzemnej vode sa tvorí silikátovo-karbonátová mineralizácia s dominantným zastúpením *A<sub>2</sub> základného výrazného Ca–(Mg)–HCO<sub>3</sub> typu* chemického zloženia.

Tab. 6.15. Vybrané štatistické parametre analyzovaných zložiek a chemických charakteristík podzemnej vody vulkanického neogénu so silikátogénnou, resp. silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou.

	Podzemná voda vulkanického neogénu					
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )						
Teplota vody (°C)	3	9,2	8,3	2,6	7,2	12,2
pH	3	7,53	7,50	0,14	7,40	7,67
Mineralizácia	3	395,7	413,1	72,0	316,5	457,4
Tvrdosť (mmol · l <sup>-1</sup> )	3	2,38	2,52	0,53	1,79	2,83
O <sub>2</sub>	2	10,2	10,2	0,4	9,9	10,4
ChSK <sub>Mn</sub>	3	1,03	1,04	0,06	0,96	1,08
Na <sup>+</sup>	3	1,77	1,50	0,55	1,40	2,40
K <sup>+</sup>	3	0,85	0,70	0,54	0,40	1,45
Ca <sup>2+</sup>	3	75,95	76,95	19,96	55,51	95,39
Mg <sup>2+</sup>	3	11,91	10,21	9,48	3,40	22,13
Fe <sub>celk</sub>	3	0,015	0,010	0,009	0,010	0,025
Mn <sup>2+</sup>	3	0,005	0,005	0,000	0,005	0,005
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	3	0,027	0,025	0,003	0,025	0,030
F <sup>-</sup>	2	0,030	0,030	0,028	0,010	0,050
Cl <sup>-</sup>	3	2,07	2,31	1,08	0,89	3,01
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	3	18,17	19,46	4,03	13,66	21,40
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	3	0,009	0,010	0,004	0,005	0,013
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3	3,90	5,00	3,24	0,25	6,45
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	3	0,020	0,015	0,013	0,010	0,035
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3	266,2	278,2	68,8	192,2	328,3
SiO <sub>2</sub>	3	14,69	12,82	9,22	6,54	24,70
Vol. CO <sub>2</sub>	3	17,6	19,8	5,8	11,0	22,0
Agres. CO <sub>2</sub>	3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	3	0,001 1	0,000 5	0,001 2	0,000 3	0,002 5
Cu	3	0,003 2	0,004 0	0,002 4	0,000 5	0,005 0
Zn	3	0,005 9	0,006 3	0,003 3	0,002 5	0,009 0
As	3	0,000 8	0,001 0	0,000 3	0,000 5	0,001 0
Cd	3	0,000 6	0,000 5	0,000 4	0,000 3	0,001 0
Se	3	0,000 9	0,001 0	0,000 4	0,000 5	0,001 3
Pb	3	0,001 5	0,002 0	0,000 9	0,000 5	0,002 0
Hg	2	0,000 10	0,000 10	0,000 00	0,000 10	0,000 10
Ba <sup>2+</sup>	3	0,085 0	0,050 0	0,102 1	0,005 0	0,200 0
Al <sup>3+</sup>	2	0,017 5	0,017 5	0,003 5	0,015 0	0,020 0
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)						
S <sub>1</sub>	3	2,2	1,5	1,4	1,4	3,8
S <sub>2</sub>	3	8,7	9,7	4,3	4,1	12,5
A <sub>2</sub>	3	89,0	88,8	5,4	83,7	94,5
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	3	7,9	7,9	3,9	4,1	11,8
Charakterizačné koeficienty (-)						
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	3	0,023	0,015	0,014	0,014	0,039
rMg/rCa	3	0,293	0,347	0,213	0,059	0,474
rSO <sub>4</sub> /M	3	0,041	0,040	0,017	0,025	0,060
Stupeň znečistenia	3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000



Obr. 6.6. Upravený Piperov systematizačný diagram podzemnej vody kryštalinika, lúžňanského súvrstvia a vulkanického neogénu so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou, resp. silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou.

### Podzemná voda so silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou

Podzemná voda tohto genetického typu vystupuje predovšetkým na západnom a severnom okraji územia na styku pohoria Veľkej Fatry s Turčianskou kotlinou. Bola vyčlenená v horninovom prostredí *sedimentárneho neogénu* (zlepence, pieskovce, ílovce), *paleogénu* (flyšové súvrstvie s prevahou ílovcov) a v *kvartérnych sedimentoch* (fluviálne sedimenty súčasných nív, terás a vyšších náplavových kuželov – štrky, piesčité štrky a piesky, miestami prekryté hlinami). Chemické zloženie podzemnej vody so silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou je zvyčajne výsledkom pôsobenia celého radu primárnych a lokálne aj sekundárnych faktorov. V dôsledku toho má podzemná voda veľmi pestré

chemické zloženie. Nehomogénne horninové prostredie, zložené predovšetkým z karbonatických a silikátových minerálov a hornín, predurčuje dominantné mineralizačné procesy, ktorými sú **rozpúšťanie karbonátov** (má najvýraznejší kvantitatívny efekt) a **hydrolytický rozklad silikátov**. V menšej miere s rôznou intenzitou môžu v prostredí prebiehať ionovýmienné reakcie, oxidácia sulfidov, resp. rozpúšťanie síranov. Štatistické spracovanie podzemnej vody tejto skupiny je uvedené v tab. 6.16. Je potrebné podotknúť, že štatistické súbory, s výnimkou podzemnej vody paleogénu, obsahujú veľmi malý počet meraní. Pri ich celkovej charakteristike sa analogicky využili pozorovania z Turčianskej kotliny (Kordík in Michalko et al., 2005), kde má podzemná voda tejto skupiny plošne dominantné zastúpenie s veľkým počtom pozorovaní.

Pre charakter a tvorbu chemického zloženia podzemnej vody kvartérnych pokryvných útvarov (**proluviálno-deluviálnych sedimentov**) má zvyčajne určujúci význam charakter podložného predkvartérneho horninového prostredia. Chemické zloženie podzemnej vody tejto skupiny sa štatisticky nehodnotilo a voda nebola vyčlenená ani plošne (štatisticky spracovaný a plošne vyčlenený je podložný horninový substrát).

Samostatne je vyhodnotená **podzemná voda prestupujúca z kryštalinika do karbonátov mezozoika**. Jej hlavným špecifikom je, že na styku kryštalinika s mezozoickými súvrstviami prebieha jej metamorfóza. Jej plošné vyčlenenie bolo vzhľadom na ojedinelé zdokumentovanie jej výskytu problematické, a preto sa nerealizovalo.

Na obrázku 6.7 sú uvedené upravené Piperove systematizačné diagramy charakterizujúce chemické zloženie podzemnej vody so silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou na základe hlavných iónov a hodnôt celkovej mineralizácie. Podzemná voda paleogénu sa vyznačuje výrazným rozptylom hodnôt celkovej mineralizácie, ako aj vzájomným pomerom základných katiónov. Vo fluviaálnej podzemnej vode sa vzhľadom na nízky počet meraní zaznamenal aj pomerne výrazný rozptyl hodnôt celkovej mineralizácie. V aniónovej časti podzemnej vody všetkých hydrogeochemických skupín má dominantné postavenie zložka  $\text{HCO}_3^-$ .

### Vnútrokarpatský paleogén

Mineralogicko-petrografický charakter paleogénnych sedimentov je pestrý. V klastickom materiáli sedimentov bazálneho súvrstvia sú zastúpené najmä rozličné variety karbonátov. Tmel je zvyčajne piesčito-karbonatický. Ílovce sú polyminerálne, s rôzne výraznou piesčitou, resp. vápnitou zložkou a s variabilným obsahom sulfidickej a sulfátovej síry. Vzhľadom na výsledky štatistického spracovania najefektívnejším mineralizačným procesom charakterizujúcim podzemnú vodu paleogénu je rozpúšťanie karbonátov. Kvantitatívny efekt mineralizačných procesov závisí predovšetkým od obsahu karbonatickej zložky a dĺžky obehu podzemnej vody. Pestrosť chemického zloženia vody dokumentujú výsledky štatistického spracovania uvedeného v tab. 6.16.

Hodnoty celkovej mineralizácie podzemnej vody paleogénu sa pohybujú prevažne v rozpätí 500 až 700 mg · l<sup>-1</sup> (priemerná hodnota 673,3 mg · l<sup>-1</sup> je spolu s hodnotami podzemnej vody sedimentárneho neogénu najvyššia zo všetkých hydrogeochemických skupín podzemnej vody). Všeobecne podzemnú vodu charakterizuje **A<sub>2</sub> základný výrazný Ca-HCO<sub>3</sub>** typ chemického zloženia. Podiel silikátových minerálov reprezentuje vyššia koncentrácia sodíka (priemerná hodnota 14,17 mg · l<sup>-1</sup>), ako aj koeficient  $(r\text{Na} + r\text{K})/(r\text{Ca} + r\text{Mg})$  s priemernou hodnotou 0,141. Podiel antropogénneho prínosu látok do prostredia naznačuje zvýšená priemerná koncentrácia niektorých indikátorov sekundárneho ovplyvnenia – najmä chloridov (22,29 mg · l<sup>-1</sup>, maximum 109,19 mg · l<sup>-1</sup>), dusičnanov (26,38 mg · l<sup>-1</sup>, maximum 99,1 mg · l<sup>-1</sup>), draslíka (19,78 mg · l<sup>-1</sup>, maximum 65,0 mg · l<sup>-1</sup>) a pravdepodobne aj síranov (65,16 mg · l<sup>-1</sup>, maximum 158,55 mg · l<sup>-1</sup>). Koncentrácia stopových prvkov je zvyčajne veľmi nízka, na hranici medze stanoviteľnosti (lokálne bola zdokumentovaná zvýšená koncentrácia Fe<sub>celk</sub>, Mn<sup>2+</sup> a Al<sup>3+</sup>).

### Sedimentárny neogén

Zdrojom podzemnej vody plytkého obehu v prostredí sedimentárneho neogénu (predovšetkým je súčasťou Turčianskej kotliny) sú okrem zrážkovej vody aj prestupy vody z príľahlých pohorí. Pre podzemnú vodu sedimentárneho neogénu Turčianskej kotliny na styku s mezozoickými komplexmi Veľkej



Tab. 6.16. Vybrané štatistické parametre analyzovaných zložiek a chemických charakteristík podzemnej vody so silikátogenno-karbonátogenou mineralizáciou.

	Podzemná voda sedimentárneho neogénu v celku						Podzemná voda paleogénu v celku					
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
	Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg.l <sup>-1</sup> )											
Teplota vody (°C)	3	12,1	12,2	0,4	11,6	12,4	13	11,5	10,0	3,1	8,0	17,6
pH	3	7,39	7,40	0,03	7,35	7,41	13	7,49	7,40	0,27	7,00	8,00
Mineralizácia	3	770,5	779,7	34,1	732,8	799,1	13	673,3	612,9	244,5	364,0	1306,3
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol.l <sup>-1</sup> )	3	4,45	4,60	0,52	3,88	4,88	13	3,71	3,36	1,21	2,29	6,62
O <sub>2</sub>	3	6,8	7,6	2,3	4,2	8,6	13	5,0	4,0	3,2	0,0	10,4
ChSK <sub>in</sub>	3	2,24	1,68	1,18	1,44	3,60	13	1,87	1,36	1,56	0,12	6,40
Li <sup>+</sup>	3	0,006	0,006	0,002	0,005	0,008	13	0,021	0,014	0,022	0,001	0,078
Na <sup>+</sup>	3	7,07	4,30	6,23	2,70	14,20	13	14,17	9,30	20,15	0,05	78,00
K <sup>+</sup>	3	21,33	1,60	35,22	0,40	62,00	13	19,78	12,00	21,66	0,30	65,00
Ca <sup>2+</sup>	3	114,63	113,83	22,86	92,18	137,88	13	111,83	110,30	41,05	53,71	200,80
Mg <sup>2+</sup>	3	38,75	38,43	3,90	35,02	42,80	13	22,49	23,03	9,15	8,92	39,16
Si <sup>2+</sup>	3	0,12	0,12	0,04	0,08	0,15	13	0,42	0,26	0,34	0,05	1,16
Fe <sub>celk</sub>	3	0,017	0,010	0,012	0,010	0,030	13	0,410	0,020	0,827	0,005	2,593
Mn <sup>2+</sup>	3	0,003	0,003	0,000	0,003	0,003	13	0,070	0,005	0,141	0,001	0,460
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	3	0,050	0,025	0,043	0,025	0,100	13	0,041	0,025	0,043	0,025	0,170
F <sup>-</sup>	3	0,050	0,050	0,000	0,050	0,050	13	0,069	0,050	0,058	0,010	0,230
Cl <sup>-</sup>	3	23,99	22,34	3,33	21,81	27,83	13	22,29	10,46	29,91	1,06	109,19
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	3	61,64	61,07	2,80	59,17	64,69	13	65,16	49,26	42,39	9,63	158,55
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>							3	0,099	0,015	0,154	0,005	0,276
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3	33,93	42,60	19,50	11,60	47,60	13	26,38	17,40	27,96	0,25	99,10
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	3	1,103	0,005	1,902	0,005	3,300	13	0,078	0,020	0,153	0,005	0,560
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3	454,4	445,4	35,0	424,7	493,0	13	378,8	360,0	94,7	274,6	632,2
SiO <sub>2</sub>	3	13,29	13,62	2,73	10,41	15,85	13	10,84	11,84	3,89	1,09	15,44
Vol. CO <sub>2</sub>	3	31,7	31,7	3,5	28,2	35,2	13	30,9	24,2	26,3	0,0	105,6
Agres. CO <sub>2</sub>	3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	3	0,000 5	0,000 3	0,000 4	0,000 3	0,000 9	13	0,000 7	0,000 3	0,000 9	0,000 3	0,002 5
Cu	3	0,001 5	0,001 6	0,000 9	0,000 5	0,002 3	13	0,001 9	0,001 4	0,001 7	0,000 3	0,005 0
Zn	3	0,018 3	0,014 0	0,013 1	0,008 0	0,033 0	13	0,041 1	0,015 0	0,055 5	0,001 0	0,189 0
As	3	0,001 4	0,000 5	0,001 6	0,000 5	0,003 2	13	0,000 7	0,000	0,000 5	0,000 5	0,002 3
Cd	3	0,000 3	0,000 3	0,000 0	0,000 3	0,000 3	13	0,000 3	0,000 3	0,000 1	0,000 0	0,000 5
Se	3	0,000 5	0,000 5	0,000 0	0,000 5	0,000 5	13	0,001 3	0,001 0	0,001 2	0,000 5	0,004 4
Pb	3	0,001 0	0,000 5	0,000 9	0,000 5	0,002 0	13	0,003 0	0,000 6	0,005 8	0,000 5	0,018 0
Hg	3	0,000 80	0,000 10	0,001 21	0,000 10	0,002 20	13	0,000 17	0,000 10	0,000 19	0,000 10	0,000 76

Tab. 6.16 – pokračovanie.

	Podzemná voda sedimentárneho neogénu v celku					Podzemná voda paleogénu v celku						
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )												
Ba <sup>2+</sup>	3	0,050 0	0,050 0	0,010 0	0,040 0	0,060 0	12	0,055 0	0,050 0	0,031 8	0,020 0	0,130 0
Al <sup>3+</sup>	3	0,100 0	0,070 0	0,098 5	0,020 0	0,210 0	13	0,201 4	0,023 8	0,364 1	0,005 0	1,100 0
Sb	3	0,000 2	0,000 1	0,000 2	0,000 1	0,000 4	13	0,000 1	0,000 1	0,000 0	0,000 1	0,000 2
Al <sup>3+</sup> filtrovaný	3	0,005 0	0,005 0	0,000 0	0,005 0	0,005 0	12	0,006 3	0,005 0	0,002 3	0,005 0	0,010 0
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)												
S <sub>1</sub>	3	8,6	2,0	11,7	1,7	22,2	13	10,7	8,6	8,4	0,2	23,3
S <sub>2</sub>	3	16,8	19,0	10,5	5,4	26,0	13	14,0	13,6	9,3	0,0	34,2
A <sub>2</sub>	3	74,5	72,4	3,7	72,2	78,7	13	74,1	73,4	11,0	57,1	94,9
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	3	10,6	13,2	4,5	5,4	13,2	13	11,1	11,2	6,5	0,0	18,8
Charakterizačné koeficienty (-)												
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	3	0,107	0,020	0,153	0,017	0,284	13	0,141	0,094	0,123	0,000	0,352
rMg/rCa	3	0,575	0,620	0,140	0,419	0,687	13	0,365	0,322	0,184	0,133	0,707
rSO <sub>4</sub> /M	3	0,065	0,067	0,003	0,061	0,067	13	0,073	0,072	0,028	0,022	0,124
Stupeň znečistenia	3	0,483	0,200	0,671	0,000	1,250	13	3,843	0,580	6,388	0,000	21,145
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )												
Podzemná voda kvartérnych fluvialných sedimentov												
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
Teplota vody (°C)	3	11,8	12,0	1,7	10,0	13,4	3	11,4	11,5	0,5	10,9	11,9
pH	6	7,50	7,47	0,36	7,00	8,10	3	7,73	7,72	0,05	7,68	7,78
Mineralizácia	6	557,9	527,8	146,8	418,9	842,2	3	378,7	364,4	33,4	354,9	416,8
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol · l <sup>-1</sup> )	6	3,20	3,13	0,76	2,32	4,57	3	2,35	2,26	0,20	2,22	2,58
O <sub>2</sub>	2	7,1	7,1	2,1	5,6	8,6	3	7,1	7,6	1,2	5,8	8,0
ChSK <sub>Mn</sub>	6	1,05	1,11	0,54	0,25	1,90	3	1,23	1,20	0,12	1,12	1,36
Li <sup>+</sup>	5	0,014	0,019	0,007	0,005	0,020	3	0,002	0,001	0,001	0,001	0,003
Na <sup>+</sup>	6	7,74	8,46	2,70	3,50	10,51	3	1,37	0,90	0,99	0,70	2,50
K <sup>+</sup>	6	2,02	1,66	1,50	0,70	4,80	3	1,77	1,50	0,74	1,20	2,60
Ca <sup>2+</sup>	6	91,85	85,92	27,52	61,32	143,20	3	61,99	59,32	7,20	56,51	70,14
Mg <sup>2+</sup>	6	22,01	20,89	5,39	15,62	31,13	3	19,62	20,19	1,42	18,00	20,67
Si <sup>2+</sup>	5	0,20	0,12	0,14	0,07	0,38	3	0,19	0,13	0,17	0,06	0,39
Fe <sub>celk</sub>	6	0,133	0,065	0,152	0,025	0,410	3	0,030	0,020	0,026	0,010	0,060
Mn <sup>2+</sup>	6	0,339	0,013	0,756	0,003	1,880	3	0,003	0,003	0,000	0,003	0,003

Tab. 6.16 – pokračovanie.

Podzemná voda kvartérnych fluviaálnych sedimentov										Podzemná voda fluviaálnych sedimentov terás									
n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum								
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )																			
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	6	0,135	0,085	0,173	0,025	0,480	0,025	0,025	0,000	0,025	0,025	0,025							
F <sup>-</sup>	5	0,076	0,050	0,058	0,050	0,180	0,050	0,050	0,000	0,050	0,050	0,050							
Cl <sup>-</sup>	6	19,77	18,43	13,37	2,21	37,20	2,07	2,13	0,10	1,95	2,13	2,13							
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	6	47,85	49,00	28,94	18,31	96,10	31,51	27,61	22,23	11,48	55,43	55,43							
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	5	0,015	0,020	0,008	0,005	0,020													
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	6	30,01	19,80	26,84	4,43	69,00	4,76	4,70	0,32	4,47	5,10	5,10							
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	6	0,030	0,015	0,039	0,010	0,110	0,347	0,370	0,059	0,280	0,390	0,390							
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	6	325,3	307,8	80,3	244,1	451,5	251,4	253,2	12,6	238,0	263,0	263,0							
SiO <sub>2</sub>	6	9,23	3,60	13,80	1,90	37,26	3,42	2,86	1,22	2,58	4,82	4,82							
Vol. CO <sub>2</sub>	3	17,3	22,0	15,5	0,0	29,9	5,9	7,0	2,0	3,5	7,0	7,0							
Agres. CO <sub>2</sub>	6	1,10	0,00	2,69	0,00	6,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00							
Cr	6	0,003 9	0,003 8	0,002 9	0,000 8	0,008 0	0,000 3	0,000 3	0,000 0	0,000 3	0,000 3	0,000 3							
Cu	6	0,005 7	0,005 0	0,002 6	0,002 4	0,010 0	0,001 4	0,000 8	0,001 4	0,000 5	0,003 0	0,003 0							
Zn	6	0,448 3	0,366 0	0,417 3	0,047 0	1,053 0	0,069 0	0,086 0	0,043 1	0,020 0	0,101 0	0,101 0							
As	2	0,000 5	0,000 5	0,000 0	0,000 5	0,000 5	0,000 8	0,000 5	0,000 5	0,000 5	0,001 4	0,001 4							
Cd	6	0,000 7	0,000 8	0,000 3	0,000 3	0,001 0	0,000 3	0,000 3	0,000 0	0,000 3	0,000 3	0,000 3							
Se	3	0,001 0	0,001 0	0,000 5	0,000 5	0,001 5	0,000 5	0,000 5	0,000 0	0,000 5	0,000 5	0,000 5							
Pb	5	0,005 1	0,006 0	0,002 7	0,002 0	0,008 0	0,000 7	0,000 5	0,000 3	0,000 5	0,001 0	0,001 0							
Hg	2	0,000 23	0,000 23	0,000 25	0,000 05	0,000 40	0,000 10	0,000 10	0,000 00	0,000 10	0,000 10	0,000 10							
Ba <sup>2+</sup>	5	0,129 8	0,100 0	0,100 4	0,009 0	0,272 0	0,020 0	0,010 0	0,017 3	0,010 0	0,040 0	0,040 0							
Al <sup>3+</sup>	2	0,007 5	0,007 5	0,003 5	0,005 0	0,010 0	0,040 0	0,040 0	0,020 0	0,020 0	0,060 0	0,060 0							
Sb	2	0,000 5	0,000 5	0,000 0	0,000 5	0,000 5	0,000 2	0,000 2	0,000 1	0,000 2	0,000 3	0,000 3							
Al <sup>3+</sup> filtrovaný	1	0,005 0	0,005 0		0,005 0	0,005 0	0,006 7	0,005 0	0,002 9	0,005 0	0,010 0	0,010 0							
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)																			
Si	6	5,9	6,4	1,8	2,6	7,4	2,1	1,7	1,0	1,4	3,3	3,3							
S <sub>2</sub>	6	20,1	22,1	11,8	5,2	30,8	13,7	14,0	7,0	6,6	20,5	20,5							
A <sub>2</sub>	6	73,6	70,9	12,8	62,2	92,2	84,0	84,4	7,8	76,0	91,6	91,6							
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	6	12,7	14,2	5,1	5,2	17,4	12,8	12,6	7,7	5,2	20,5	20,5							
Charakterizačné koeficienty (-)																			
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	6	0,062	0,068	0,020	0,026	0,079	0,022	0,017	0,011	0,014	0,034	0,034							
rMg/rCa	6	0,417	0,380	0,140	0,280	0,640	0,526	0,500	0,068	0,475	0,603	0,603							
rSO <sub>4</sub> /M	6	0,067	0,073	0,028	0,029	0,094	0,065	0,063	0,041	0,026	0,107	0,107							
Stupeň znečistenia	6	6,600	0,015	14,919	0,000	36,980	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000							

s – smerodajná odchyľka

Fatry sú charakteristické hodnoty celkovej mineralizácie zvyčajne v rozpätí 400 – 700 mg · l<sup>-1</sup> (Kordík in Michalko et al., 2005). Štatistický súbor zastupujú len tri merania (tab. 6.16), preto detailnejšia interpretácia týchto výsledkov nie je reprezentatívna. V podzemnej vode neogénu všeobecne dominuje **A<sub>2</sub> základný výrazný, prípadne nevýrazný Ca–Mg–HCO<sub>3</sub>** typ chemického zloženia, ktorý môže byť čiastočne metamorfovaný prínosom látok antropogénneho pôvodu.

### Fluviálne sedimenty

Vo fluviaálnych sedimentoch má formovanie chemického zloženia podzemnej vody svoje špecifiká. Jej kvantita a kvalita závisí od zloženia, aktivity, zrnitosti, času zdržania v horninovom prostredí, ale za určitých okolností môže závisieť aj od množstva a kvality infiltrujúcej vody významnejších vodných tokov (najmä Váh, prípadne Lubochňanka). Významnú úlohu zohrávajú aj prestupy podzemnej vody z terás a okolitých geologických celkov, ktorých kvalita môže byť odlišná. V zásade sa však podzemná voda fluviaálnych sedimentov dopĺňa najmä zrážkovou vodou. V aluviaálnych náplavoch Váhu sa vytvorili dobré podmienky na priebeh reakcií. Väčší celkový špecifický povrch horninového materiálu (v porovnaní s puklinovými systémami) spôsobuje, že prestupujúca zdrojová voda sa intenzívnejšie mineralizuje. V podzemnej vode fluviaálnych sedimentov v hodnotenej oblasti sa nezaznamenal výraznejší prínos cudzorodých látok antropogénneho pôvodu. Štatisticky je zvlášť vyhodnotená podzemná voda fluviaálnych sedimentov súčasných riečnych nív a zvlášť podzemná voda fluviaálnych sedimentov terás (tab. 6.16). Je však potrebné pripomenúť, že štatistický súbor tvorí len malý počet meraní (spolu 9 chemických analýz).

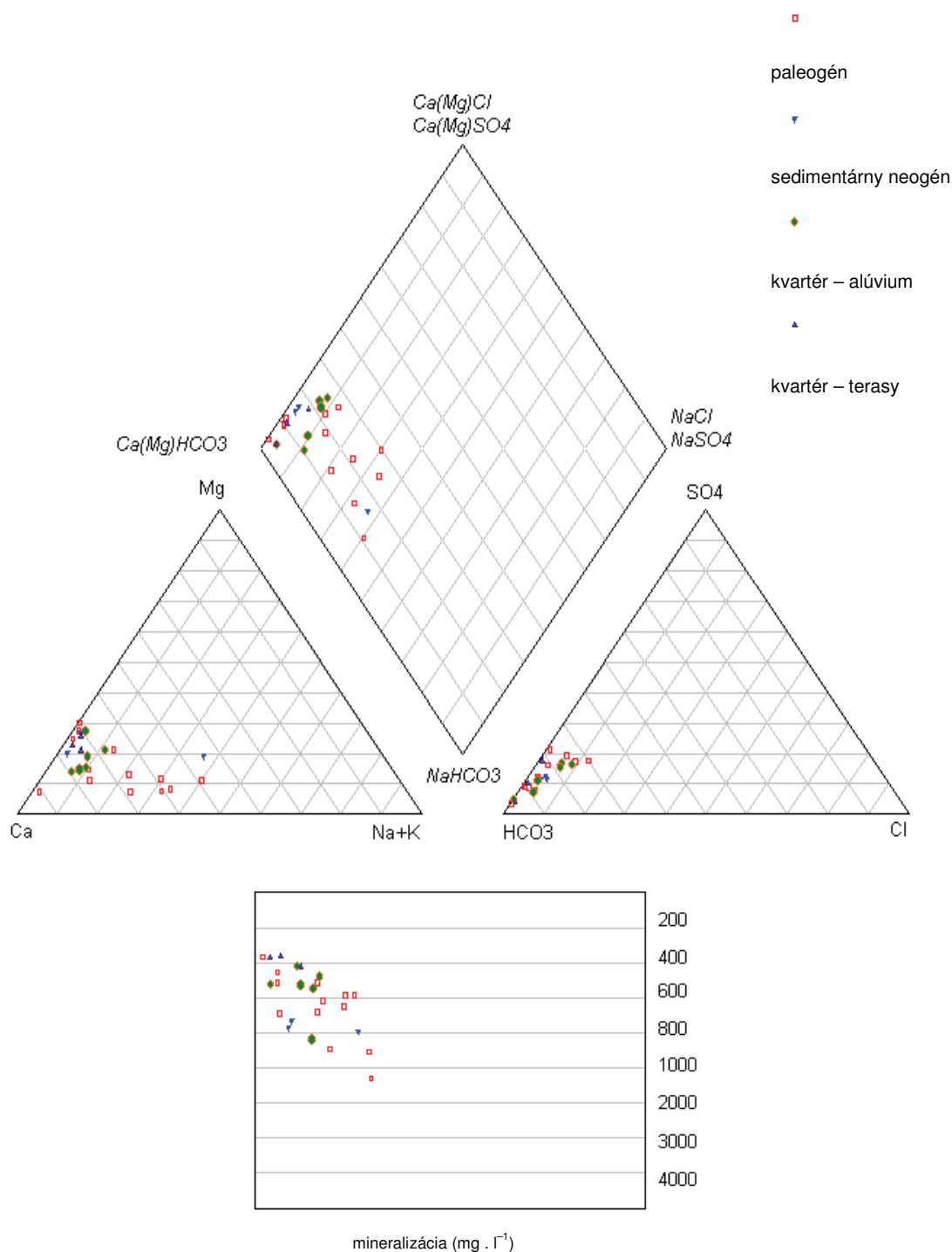
Kvantitatívne určujúcim mineralizačným procesom v podzemnej vode je rozpúšťanie karbonátov, čo dokumentujú hodnoty celkovej mineralizácie v rozsahu 354,9 – 842,2 mg · l<sup>-1</sup>. Výsledky štatistického spracovania (tab. 6.16) naznačujú, že v podzemnej vode fluviaálnych náplavov dominuje **A<sub>2</sub> základný výrazný Ca–Mg–HCO<sub>3</sub>** typ chemického zloženia s priemernou hodnotou celkovej mineralizácie 557,9 mg · l<sup>-1</sup> (súčasná niva), resp. 378,7 mg · l<sup>-1</sup> (terasy).

### 6.2.3. REŽIMOVÉ POZOROVANIE CHEMICKÉHO ZLOŽENIA PODZEMNEJ VODY

Režimové pozorovanie chemického zloženia podzemnej vody sa v západnej časti Veľkej Fatry realizuje najmä v rámci národného monitoringu SHMÚ, a to na **6 využívaných prameňoch**: 353 904 Horný Harmanec-Veľký tunel, 132 590 Harmanec-Zalámaná 1, 322 746 Blatnica, 322 715 Necpaly – prameň Lazce, 322 751 Rakša-Cibuľová a 108 032 Vyšná Revúca-Zelenô. Výsledky štatistického spracovania jednotlivých monitorovaných stanovišť sú uvedené v tab. 6.17. Údaje použité na výpočet reprezentujú údaje z rokov 1989 až 2004 (v prípade stanovišťa Vyšná Revúca-Zelenô obdobie 1999 až 2004 a Harmanec-Zalámaná 1 obdobie 1994 – 2004). Údaje boli doplnené aj o merania, ktoré sa nerealizovali v SHMÚ. Na obrázku 6.7 sú vyjadrené hodnoty celkovej mineralizácie v závislosti od odberov v jednotlivých časových obdobiach. Pretože ide o odbery s časovým krokom 1 – 2 vzorky za rok, nebolo možné bližšie interpretovať, resp. porovnať kvalitatívne údaje s kvantitatívnymi (napr. s kontinuálnymi meraniami v ýdatnosti).

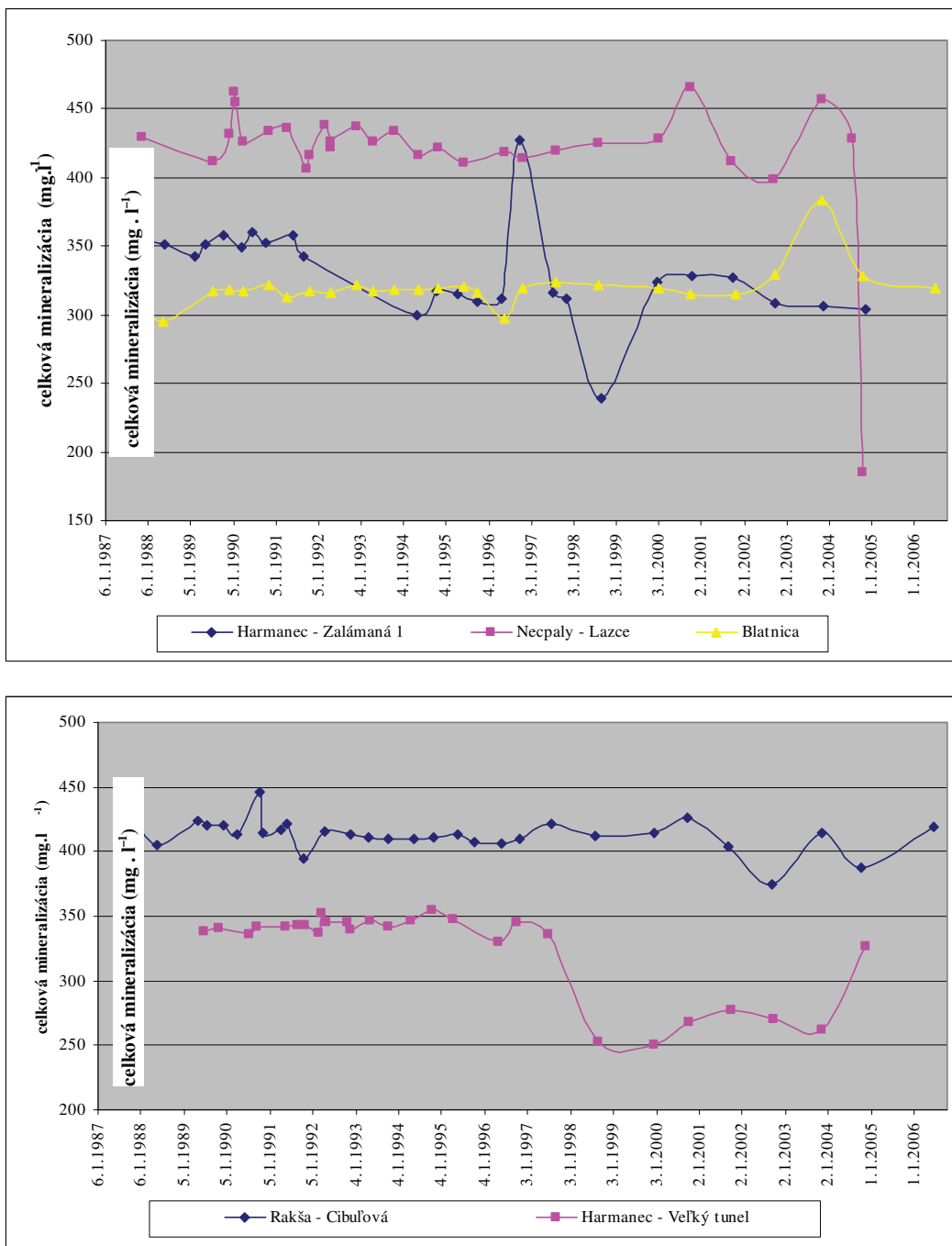
Pri všetkých monitorovaných prameňoch sa predpokladá obeh v prostredí mezozoických dolomitov. Nasvedčuje tomu jednak chemické zloženie, jednak hodnoty koeficientu rMg/rCa, ktoré sa pohybujú zväčša nad hodnotou 0,6 (tab. 6.17). Monitorovaná podzemná voda sa vyznačuje hodnotami celkovej mineralizácie prevažne v rozpätí 250 – 450 mg · l<sup>-1</sup>. Dominantným mineralizačným procesom tvorby jej chemického zloženia je rozpúšťanie karbonátov. Vo všeobecnosti podzemnú vodu charakterizuje **Ca–Mg–HCO<sub>3</sub>** typ chemického zloženia.

Väčšina monitorovaných prameňov sa vyznačuje **pomerne vyrovnaným chemickým zložením** podzemnej vody. Tento fakt je zdokumentovaný na obr. 6.8, na ktorom je zobrazený časový vývoj hodnôt celkovej mineralizácie počas monitorovaného obdobia. Ako už bolo uvedené pri charakteristike podzemnej vody s karbonátogénnou mineralizáciou, určitá variabilita koncentrácie základných iónov a celkovej mineralizácie je zvyčajne v prírodných podmienkach funkciou premenných, akými sú napr. parciálny tlak CO<sub>2</sub>, teplota, tlak, zloženie vody vstupujúcej do podzemného obehu atď.



Obr. 6.7. Upravený Piperov systematizačný diagram podzemnej vody so silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou.

V niekoľkých prípadoch sa však zaznamenali **odľahlé hodnoty** celkovej mineralizácie v porovnaní so všeobecne vyrovnaným trendom obsahu rozpustených látok. V prameni *Necpaly – Lazce* je vzhľadom na veľmi vyrovnaný obsah posledná výrazne nižšia hodnota celkovej mineralizácie interpretovateľná problematcky. Výrazné zníženie hodnoty zhruba zo 400 na menej ako 200  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$  by mohlo byť možné posúdiť na základe ďalších pozorovaní. V prameni *Zalámaná 1* sa počas monitoringu zistili dve odľahlé hodnoty celkovej mineralizácie v rokoch 1996 a 1998 (z vyrovnaného obsahu 300 až 320  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$  posun na asi 430, resp. menej ako 250  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Ďalším zaujímavým faktom sú o niečo vyššie pozorované hodnoty celkovej mineralizácie v meraniach z konca 80. a začiatku 90. rokov minulého storočia (okolo 350  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Uvedené, nie výrazné rozdiely môžu byť spôsobené aj tým, že údaje pochádzajú z iných informačných zdrojov a na analytickom spracovaní sa zúčastnili rôzne laboratória.



Obr. 6.8. Hodnoty celkovej mineralizácie na monitorovaných prameňoch.

Vzhľadom na chemické zloženie podzemnej vody sa nepredpokladá zmena vplyvom antropogénnej činnosti, skôr môže súvisieť s uvedenými prírodnými faktormi. V poslednom období sa sledovala výraznejšia variabilita hodnôt celkovej mineralizácie v prameni **Rakša – Cibul'ová** (zatiaľ nie je možné hovoriť o trende). Zaujímavý je výrazný pokles hodnôt celkovej mineralizácie v prameni **Harmanec – Veľký tunel**, ktorý nastal od roku 1998 (z hodnôt okolo 330 mg . l<sup>-1</sup> na 250 – 270 mg . l<sup>-1</sup>). Dôvodom tejto zmeny by mohla byť zmena spôsobu posypu na frekventovanom cestnom ťahu Banská Bystrica – Martin cez Veľký Šturec. Svedčí o tom najmä pomerne výrazný pokles zložiek Na<sup>+</sup> a Cl<sup>-</sup> v podzemnej vode. V poslednom dokumentovanom odbere však bol pozorovaný opäť nárast obsahu rozpustených látok.



Tab. 6.17. Štatistické charakteristiky vybraných parametrov v monitorovaných objektoch SHMÚ (údaje sú uvedené v mg · l<sup>-1</sup>, okrem vyznačených jednotiek a pH).

	Stanovište 108 032 – Vyšná Revúca–Zelená						Stanovište 132 590 – Harmanec-Zalámaná 1					
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )												
Teplota vody (°C)	5	6,5	6,4	1,0	5,5	8,0	15	5,6	5,5	0,4	5,3	7,0
pH	5	7,79	7,85	0,17	7,54	7,96	15	7,87	7,86	0,19	7,61	8,30
Mineralizácia	5	295,2	293,3	17,7	277,8	322,4	15	316,4	311,9	37,2	238,7	427,3
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol · l <sup>-1</sup> )	5	1,86	1,88	0,05	1,78	1,90	15	1,99	2,02	0,16	1,55	2,15
O <sub>2</sub>	5	10,4	11,3	2,0	8,0	12,5	15	10,0	10,4	1,1	7,0	11,0
ChSK <sub>mn</sub>	5	1,64	1,57	0,30	1,44	2,17	15	1,67	1,60	0,47	0,90	2,56
Na <sup>+</sup>	5	1,04	1,04	0,36	0,49	1,49	15	0,83	0,80	0,42	0,29	1,80
K <sup>+</sup>	5	0,57	0,59	0,23	0,25	0,87	15	0,33	0,30	0,30	0,05	1,00
Ca <sup>2+</sup>	5	52,43	52,53	1,53	50,20	54,50	15	48,15	48,10	2,00	46,00	52,00
Mg <sup>2+</sup>	5	13,52	13,72	0,59	12,90	14,20	15	19,14	20,70	3,58	9,70	23,10
Fe <sub>celk</sub>	5	0,050	0,050	0,000	0,050	0,050	15	0,035	0,025	0,021	0,005	0,081
Mn <sup>2+</sup>	5	0,008	0,007	0,002	0,006	0,010	15	0,010	0,005	0,018	0,003	0,074
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	5	0,094	0,010	0,131	0,005	0,300	15	0,091	0,025	0,207	0,005	0,810
Cl <sup>-</sup>	5	1,59	1,42	1,14	0,50	2,91	15	4,58	3,54	3,31	0,89	12,40
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	5	10,27	9,54	1,56	8,79	12,10	15	19,37	11,50	28,11	9,85	120,50
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	5	0,006	0,005	0,003	0,005	0,012	14	0,003	0,004	0,002	0,001	0,005
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	5	6,71	6,72	0,82	5,71	7,98	15	8,76	8,80	0,82	7,47	10,40
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	5	0,005	0,005	0,000	0,005	0,005	15	0,025	0,010	0,040	0,005	0,140
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	5	207,8	201,0	15,8	191,0	232,0	15	213,9	214,0	18,3	158,6	237,9
SiO <sub>2</sub>	5	1,07	1,06	0,10	0,92	1,19	15	1,07	1,16	0,43	0,44	1,92
Vol. CO <sub>2</sub>	5	9,0	8,8	4,6	4,4	14,1	15	6,9	6,2	4,5	2,2	17,6
Agres. CO <sub>2</sub>							9	0,15	0,00	0,36	0,00	1,10
Cr	5	0,001 0	0,001 0	0,000 0	0,001 0	0,001 0	14	0,002 8	0,001 0	0,005 5	0,000 5	0,021 0
Cu	5	0,003 4	0,003 0	0,002 3	0,001 0	0,007 0	14	0,003 1	0,003 0	0,002 7	0,000 5	0,008 0
Zn	5	0,011 6	0,011 0	0,001 9	0,009 0	0,014 0	14	0,026 5	0,006 5	0,056 4	0,000 5	0,210 0
As	5	0,000 5	0,000 5	0,000 0	0,000 5	0,000 5	15	0,000 8	0,000 5	0,001 0	0,000 5	0,004 0
Cd	5	0,000 1	0,000 1	0,000 2	0,000 1	0,000 4	15	0,000 2	0,000 1	0,000 1	0,000 1	0,000 6
Pb	5	0,003 0	0,002 0	0,002 2	0,002 0	0,007 0	15	0,001 7	0,001 0	0,001 7	0,000 5	0,007 0
Hg	5	0,0001 1	0,000 10	0,000 05	0,000 05	0,000 20	15	0,000 08	0,000 05	0,000 07	0,000 05	0,000 30
Al <sup>3+</sup>	5	0,020 0	0,015 0	0,011 2	0,015 0	0,040 0	15	0,027 3	0,015 0	0,033 3	0,005 0	0,126 0
Palmerovo-Gazdove charakteristiky (%)												
S	5	1,7	1,6	0,5	0,9	2,2	15	1,2	0,9	0,6	0,5	2,6
S <sub>2</sub>	5	8,0	8,0	2,1	5,9	11,2	15	13,9	11,0	8,6	8,3	42,9

Tab. 6.17 – pokračovanie.

	Stanovište 108 032 – Vyšná Revúca-Zelenó					Stanovište 132 590 – Harmancec-Zalámaná I						
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )												
A <sub>2</sub>	5	90,2	89,9	1,6	87,8	91,8	15	84,8	88,4	8,5	56,2	90,2
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	5	5,7	5,7	0,7	5,0	6,7	15	8,5	5,8	8,6	5,2	39,2
Charakterizačné koeficienty (-)												
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	5	0,016	0,016	0,006	0,007	0,023	15	0,011	0,009	0,006	0,005	0,027
rMg/rCa	5	0,426	0,431	0,021	0,390	0,444	15	0,656	0,717	0,124	0,347	0,794
SO <sub>4</sub> /M	5	0,028	0,027	0,004	0,025	0,033	15	0,045	0,029	0,053	0,025	0,236
Stanovište 322715 – Neepaly – Lazce												
n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )												
Teplota vody (°C)	22	8,5	8,4	0,2	8,2	9,0	23	7,2	7,1	0,3	6,8	8,3
pH	23	7,62	7,62	0,26	7,00	8,15	24	7,97	7,95	0,19	7,54	8,33
Mineralizácia	23	415,4	424,7	52,2	185,7	465,9	24	321,1	318,4	14,5	296,9	383,4
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol · l <sup>-1</sup> )	23	2,79	2,78	0,08	2,67	3,03	24	2,09	2,10	0,05	2,01	2,25
O <sub>2</sub>	23	10,1	10,3	0,9	8,0	11,7	24	10,3	10,4	0,9	8,0	11,8
ChSK <sub>mn</sub>	23	0,87	0,80	0,36	0,49	1,92	24	1,01	0,92	0,33	0,49	1,60
Na <sup>+</sup>	23	0,69	0,70	0,19	0,30	1,23	24	0,46	0,40	0,19	0,14	0,99
K <sup>+</sup>	23	0,46	0,50	0,14	0,04	0,63	23	0,13	0,10	0,08	0,00	0,29
Ca <sup>2+</sup>	23	70,56	70,14	2,76	67,33	79,70	24	45,45	45,05	2,10	42,48	50,50
Mg <sup>2+</sup>	23	24,99	25,05	0,91	21,89	26,27	24	23,28	23,35	0,96	21,40	24,56
Fe <sub>celk</sub>	23	0,023	0,010	0,020	0,005	0,060	24	0,020	0,010	0,019	0,005	0,050
Mn <sup>2+</sup>	21	0,004	0,005	0,001	0,003	0,006	23	0,007	0,005	0,010	0,003	0,050
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	23	0,028	0,025	0,015	0,005	0,050	24	0,033	0,025	0,021	0,005	0,090
Cl <sup>-</sup>	23	2,59	1,42	5,03	0,99	25,53	24	3,56	1,31	10,61	0,89	53,30
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	23	48,86	49,10	3,27	41,60	54,15	24	23,86	23,72	1,92	21,23	29,60
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	23	0,033	0,005	0,128	0,003	0,620	24	0,006	0,005	0,004	0,003	0,020
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	23	6,30	6,28	0,88	3,40	8,00	24	6,64	6,90	1,75	0,25	8,80
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	23	0,013	0,005	0,016	0,005	0,060	24	0,015	0,008	0,026	0,005	0,130
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	23	257,1	268,5	51,4	29,3	297,0	24	215,9	217,8	5,9	194,0	226,0
SiO <sub>2</sub>	23	3,67	3,69	0,61	2,08	4,38	23	1,72	1,55	0,61	0,88	3,84

Tab. 6.17 – pokračovanie.

	Stanovište 322 715 – Necpaly – Lazce						Stanovište 322 746 – Blatnica					
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )												
Vof. CO <sub>2</sub>	23	14,8	15,4	6,5	3,5	28,6	24	5,6	4,8	3,1	0,0	13,2
Agres. CO <sub>2</sub>	15	0,88	0,00	3,41	0,00	13,20	15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	22	0,000 9	0,000 8	0,000 6	0,000 5	0,002 5	22	0,000 8	0,000 5	0,000 6	0,000 5	0,002 5
Cu	21	0,003 0	0,001 0	0,003 4	0,000 3	0,014 0	23	0,003 6	0,002 5	0,003 5	0,000 3	0,014 0
Zn	23	0,028 7	0,005 0	0,070 6	0,000 3	0,250 0	24	0,027 1	0,002 5	0,069 5	0,000 3	0,250 0
As	20	0,001 1	0,001 0	0,000 7	0,000 5	0,003 0	21	0,001 1	0,001 0	0,000 7	0,000 5	0,003 0
Cd	21	0,000 4	0,000 3	0,000 6	0,000 1	0,003 0	22	0,000 3	0,000 3	0,000 2	0,000 1	0,000 5
Pb	21	0,001 8	0,001 0	0,002 4	0,000 5	0,011 0	22	0,003 8	0,002 0	0,007 5	0,000 5	0,035 0
Hg	19	0,000 09	0,000 10	0,000 06	0,000 05	0,000 30	20	0,000 10	0,000 10	0,000 07	0,000 05	0,000 40
Al <sup>3+</sup>	17	0,013 5	0,010 0	0,017 7	0,005 0	0,080 0	18	0,015 0	0,010 0	0,015 8	0,005 0	0,070 0
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)												
S <sub>1</sub>	23	0,8	0,8	0,2	0,4	1,3	24	0,6	0,5	0,2	0,2	1,0
S <sub>2</sub>	23	22,8	20,4	10,8	18,8	70,8	24	15,7	14,6	4,3	13,4	35,4
A <sub>2</sub>	23	76,4	78,9	10,8	28,3	80,4	24	83,6	84,8	4,3	64,0	85,9
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	23	20,1	18,2	9,4	16,4	63,0	24	11,7	11,8	0,8	9,9	14,1
Charakterizačné koeficienty (-)												
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	23	0,008	0,007	0,002	0,004	0,012	24	0,005	0,005	0,002	0,000	0,010
rMg/rCa	23	0,585	0,590	0,030	0,500	0,626	24	0,847	0,842	0,062	0,737	0,953
SO <sub>4</sub> /M	23	0,093	0,090	0,013	0,079	0,149	24	0,059	0,059	0,004	0,053	0,073
Stanovište 322 751 – Rakša – Cibul'ová												
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )												
Teplota vody (°C)	23	7,2	7,3	0,6	5,0	8,2	23	7,4	7,5	1,3	5,3	10,8
pH	24	7,67	7,63	0,25	7,18	8,18	23	7,77	7,81	0,35	6,82	8,25
Mineralizácia	24	410,0	412,4	11,1	374,5	426,4	23	321,5	340,6	36,2	249,9	354,8
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> (mmol · l <sup>-1</sup> )	24	2,66	2,66	0,07	2,52	2,83	23	1,96	2,10	0,29	1,45	2,30
O <sub>2</sub>	24	10,3	10,3	1,0	7,4	11,6	23	10,3	10,6	0,9	7,5	11,5
ChSK <sub>min</sub>	24	0,80	0,68	0,43	0,41	2,32	23	1,14	0,96	0,66	0,48	3,45
Na <sup>+</sup>	24	0,67	0,60	0,48	0,20	2,80	23	4,33	4,80	1,80	1,46	7,20
K <sup>+</sup>	24	0,21	0,20	0,11	0,00	0,39	23	0,84	1,00	0,47	0,05	1,50
Ca <sup>2+</sup>	24	68,70	68,14	2,61	65,73	75,30	23	43,11	44,49	5,19	33,20	50,00

Tab. 6.17. – pokračovanie.

		Stanovište 322 751 – Rakša-Cibuľová						Stanovište 353 904 – Horný Harmanec – Veľký tunel					
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	n	priemer	medián	s	minimum	maximum	
Fyzikálno-chemické parametre (okrem vyznačených jednotiek a pH v mg · l <sup>-1</sup> )													
Mg <sup>2+</sup>	24	23,00	22,86	0,69	21,40	24,32	23	21,41	23,35	4,48	10,90	26,80	
Fe <sub>celk</sub>	23	0,025	0,010	0,023	0,005	0,080	23	0,034	0,025	0,026	0,005	0,105	
Mn <sup>2+</sup>	22	0,005	0,005	0,002	0,003	0,010	21	0,010	0,005	0,016	0,003	0,076	
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	24	0,025	0,025	0,015	0,005	0,050	23	0,031	0,025	0,034	0,005	0,130	
Cl <sup>-</sup>	24	1,87	1,70	0,65	1,06	3,72	23	8,85	9,22	4,62	0,50	16,00	
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	24	16,85	16,83	1,27	14,40	19,30	23	14,14	14,36	1,81	11,20	17,40	
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	24	0,006	0,005	0,002	0,003	0,010	22	0,005	0,005	0,004	0,001	0,016	
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	24	5,13	5,05	0,84	3,00	6,60	23	7,10	7,50	1,74	0,25	9,70	
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	24	0,014	0,010	0,014	0,005	0,060	23	0,033	0,020	0,042	0,005	0,160	
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	24	290,6	294,1	11,9	248,0	300,2	23	213,6	225,8	26,8	158,6	238,0	
SiO <sub>2</sub>	23	2,92	2,63	0,84	2,20	5,84	23	7,87	5,43	5,57	1,26	19,42	
Vol. CO <sub>2</sub>	24	13,9	13,9	5,7	2,6	26,4	23	6,8	4,4	8,1	2,2	40,5	
Agres. CO <sub>2</sub>	15	0,06	0,00	0,23	0,00	0,88	15	0,07	0,00	0,28	0,00	1,10	
Cr	23	0,001 4	0,001 0	0,001 6	0,000 5	0,008 0	21	0,001 7	0,001 0	0,002 3	0,000 5	0,010 4	
Cu	22	0,003 4	0,001 8	0,003 8	0,000 3	0,017 0	21	0,002 3	0,001 0	0,002 1	0,000 3	0,008 0	
Zn	24	0,027 2	0,002 5	0,069 4	0,000 3	0,250 0	21	0,013 0	0,011 0	0,011 8	0,000 5	0,050 0	
As	21	0,001 0	0,001 0	0,000 6	0,000 5	0,002 5	19	0,000 6	0,000 5	0,000 2	0,000 5	0,001 0	
Cd	22	0,000 3	0,000 3	0,000 2	0,000 1	0,000 5	21	0,000 2	0,000 2	0,000 2	0,000 1	0,000 5	
Pb	22	0,003 4	0,002 0	0,003 6	0,000 5	0,012 0	21	0,001 0	0,000 5	0,000 8	0,000 5	0,003 0	
Hg	20	0,000 09	0,000 10	0,000 03	0,000 05	0,000 20	19	0,000 08	0,000 05	0,000 03	0,000 05	0,000 14	
Al <sup>3+</sup>	18	0,017 2	0,010 0	0,021 2	0,005 0	0,080 0	18	0,050 5	0,015 0	0,058 5	0,005 0	0,200 0	
Palmerove-Gazdove charakteristiky (%)													
Si	24	0,7	0,6	0,4	0,2	2,3	23	5,0	5,0	1,2	2,9	7,4	
S <sub>2</sub>	24	8,6	8,6	1,0	6,5	10,7	23	10,8	10,8	2,2	5,1	14,8	
A <sub>2</sub>	24	90,6	90,7	1,0	88,2	91,9	23	84,1	84,0	2,7	80,0	90,9	
S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	24	6,7	6,6	0,6	5,6	8,3	23	7,0	7,2	0,8	5,1	8,4	
Charakterizačné koeficienty (-)													
r(Na + rK)/r(Mg + rCa)	24	0,007	0,006	0,004	0,002	0,024	23	0,052	0,053	0,013	0,030	0,080	
rMg/rCa	24	0,553	0,552	0,026	0,499	0,598	23	0,816	0,838	0,124	0,390	0,978	
SO <sub>4</sub> /M	24	0,033	0,033	0,003	0,028	0,040	23	0,036	0,036	0,003	0,028	0,042	

### 6.3. CHARAKTERISTIKA KVALITATÍVNYCH VLASTNOSTÍ PODZEMNEJ VODY Z HĽADISKA VODÁRENSKÉHO VYUŽÍVANIA

Prírodný charakter prostredia obehu podzemnej vody podmieňuje ich veľmi dobré kvalitatívne vlastnosti. V zmysle požiadaviek na vodu používanú na pitie (vyhláška č. 151/2004) sa z „negatívneho“ vplyvu horninového prostredia v študovanom území najvýraznejšie prejavuje nízka geochemická aktivita hornín kryštalinika, ktorej dôsledkom je nedosýtenosť a agresívne vlastnosti podzemnej vody. Táto podzemná voda sa vyznačuje nízkymi hodnotami celkovej mineralizácie a tvrdosti vody (vyjadrená sumou obsahu  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ).

Kvalitu podzemnej vody môže „negatívne“ ovplyvňovať horninové prostredie karpatského keuperu v prípade, ak obsahuje polohy evaporitov (sadrovec, resp. anhydrit). V takomto prípade sa podzemná voda môže výrazne obohacovať o síranovú zložku, ktorá je vyhláškou č. 151/2004 limitovaná ( $250 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). V študovanej oblasti sa takáto voda zaznamenala v 4 odberových miestach, č. 16, 19, 138 a 165, s koncentráciou síranov 161, 204, 210 a  $534 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ .

Prehľad ukazovateľov nevyhovujúcich požiadavkám vyhlášky č. 151/2004 na pitnú vodu (okrem stopových prvkov) je prezentovaný v tab. 6.18. Limitnú koncentráciu najčastejšie prekračuje parameter  $\text{ChSK}_{\text{Mn}}$  (8,9 % odberových miest). Pokiaľ ide o ukazovatele odporúčané vyhláškou č. 151/2004, vo viac ako 7 % odberových miest bola zdokumentovaná nízka koncentrácia kyslíka (menej ako  $5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Vo viac ako 13 % odberových miest boli sledované nízke hodnoty  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  („tvrdosti vody“ – menej ako  $1,1 \text{ mmol} \cdot \text{l}^{-1}$ ) a v takmer 12 % lokalít nízka koncentrácia vápnika, menej ako  $30 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (vzhľadom na spomínanú nedosýtenú a nízko mineralizovanú podzemnú vodu kryštalinika). Pre časť podzemnej vody kryštalinika sú charakteristické hodnoty pH nižšie ako 6,5, neodporúčané vyhláškou č. 151/2004 (4,22 % prípadov).

Tab. 6.18. Limitné hodnoty vybraných ukazovateľov dané vyhláškou č. 151/2004 pre pitnú vodu a počet odberových miest nespĺňajúcich uvedené kritériá.

Zložka	Limitná koncentrácia ( $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ )	Počet prekročení	Počet prekročení (%)	Zložka	Limitná koncentrácia ( $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ )	Počet prekročení	Počet prekročení (%)
Mineralizácia	1 000	2	0,7	$\text{F}^-$	1,5	0	0
$\text{ChSK}_{\text{Mn}}$	3	25	8,9	$\text{Cl}^-$	100	1	0,35
$\text{NH}_4^+$	0,5	2	0,7	$\text{SO}_4^{2-}$	250	2	0,7
$\text{NO}_2^-$	0,1	0	0	$\text{Mg}^{2+}$	125	1	0,35
$\text{NO}_3^-$	50	4	1,4	$\text{PO}_4^{3-}$	1	1	0,35
Parameter	Odporúčané hodnoty	Nespĺňa počet objektov	Nespĺňa počet objektov (%)				
pH	6,5 – 8,5	12	4,22				
$\text{O}_2$	< 5 (< 50 %)	18	7,76				
$\text{Ca}^{2+}$	< $30 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$	34	11,9				
$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	1,1 – $5,0 \text{ mmol} \cdot \text{l}^{-1}$	38	13,3				

Tab. 6.19. Limitné hodnoty koncentrácie stopových prvkov dané vyhláškou č.151/2004 pre pitnú vodu a prekročenia limitnej koncentrácie v jednotlivých odberových miestach.

Zložka	Limitná koncentrácia ( $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ )	Počet prekročení	Počet prekročení (%)	Zložka	Limitná koncentrácia ( $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ )	Počet prekročení	Počet prekročení (%)
$\text{Fe}_{\text{celk}}$	0,2	22	7,7	As	0,01	0	0
$\text{Mn}^{2+}$	0,05	20	7,0	Cd	0,003	1	0,35
$\text{Al}^{3+}$	0,2	25	10,4	Se	0,01	0	0
$\text{Al}^{3+}$ filtrov.	0,2	1	0,68	Pb	0,01	4	1,54
Cr	0,05	0	0	Hg	0,001	2	0,83
Cu	0,5	0	0	$\text{Ba}^{2+}$	1	0	0
Zn	3	0	0	Sb	0,005	0	0

Špecifické postavenie z hľadiska hodnotenia kvality podzemnej vody majú **stopové prvky** (koncentrácia je zvyčajne nižšia ako  $1 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Ich sledovanie má v podzemnej vode veľký význam, pretože mnohé z nich vo zvýšenej koncentrácii, najmä vzhľadom na ich toxické vlastnosti, predstavujú vážne ohrozenie kvality vody spojené až s rizikom ohrozenia bioty a zdravotného stavu človeka. Výskyt stopových prvkov v pitnej vode je prísne limitovaný vyhláškou č.151/2004 o požiadavkách na pitnú vodu (prekročenia limitných hodnôt sú zhrnuté v tab. 6.19).

Distribúcia stopových prvkov v sledovanom území vo väčšine prípadov zodpovedá prirodzeným podmienkam obehu podzemnej vody, t. j. koncentrácia stopových prvkov je zvyčajne veľmi nízka a v mnohých prípadoch nedosiahla hranicu analytickej stanoviteľnosti. Nadlimitná koncentrácia stopových prvkov Cr, Cu, Zn, As, Se, Sb a Ba nebola zaznamenaná v žiadnom prípade (tab. 6.19). Ojedinele bola nepovolená koncentrácia stanovená v prípade Cd (1x), Pb (4x) a Hg (2x). Viacnásobné prekročenia limitnej koncentrácie sa zaznamenalo len pri stopových prvkoch  $\text{Fe}_{\text{celk}}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  a  $\text{Al}^{3+}$ , o ktorých sa bližšie hovorí v nasledujúcom texte.

Výskyt **železa** je v podzemnej vode bežný, spravidla je však obsah nižší ako  $0,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (Rapant et al., 1996). Jeho prírodná distribúcia vo vode vo všeobecnosti závisí najmä od horninového prostredia jej obehu a oxidačno-redukčných podmienok (výskyt zvýšeného obsahu železa je zvyčajne podmienený anoxickými podmienkami). Limitné hodnoty pitnej vody boli v hodnotenom regióne prekročené v takmer 8 % odberových miest. Najvyšší obsah železa bol zaznamenaný najmä v podzemnej vode zachytenej vrtmi (odberové miesta č. 96, 99, 152, 177 a 185), kde jeho koncentráciu môže okrem prírodných daností oblasti podmieňovať čiastočne aj kontaminácia z výstroja vrtu. Zvýšená koncentrácia železa v podzemnej vode prameňov je zriedkavá (koncentrácia vyššia ako  $0,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  sa zaznamenala v odberových miestach č. 274 – najvyšší obsah v celom súbore,  $4,42 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , č. 207, 235, 246, 267 a 284).

**Mangán** je bežnou zložkou chemického zloženia podzemnej vody. Jeho obsah závisí od horninového prostredia a oxidačno-redukčných podmienok obehu podzemnej vody (výskyt zvýšeného obsahu mangánu je podobne ako v prípade železa zvyčajne podmienený anoxickými podmienkami). Mangán má určitú pozitívnu úlohu pri tvorbe krvi, ale pri trvale zvýšenom prísune do organizmu vyvoláva vážne ochorenie, ktoré sa prejavuje poruchami centrálného nervového systému. Okrem toho poškodzuje pečeň a obličky. Medzná hodnota pitnej vody bola na území prekročená v 7 % odberových miest. Podobne ako pri železe, zvýšená koncentrácia mangánu viac ako  $0,1 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  bola najčastejšie pozorovaná vo vzorkách odoberaných z vrtov (odberové miesta č. 96, 99, 152, 205 a 210). Koncentrácia  $\text{Mn}^{2+}$  vo vzorkách z prameňov vyššia ako  $0,1 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  sa zistila na lokalitách č. 173, 267, 274 a 284.

**Hliník** sa v rozpustenej forme vyskytuje vo vyššej koncentrácii zvyčajne vo vode s hodnotou pH nižšou ako 4. To znamená, že v prírodnej, antropogénne neovplyvnenej vode je jeho koncentrácia nízka (v oblasti Veľkej Fatry zvyčajne do  $0,2 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). V neutrálnej oblasti je prítomný vo forme koloidných hydratovaných oxidov. Jeho prítomnosť v organizme môže spôsobovať vážne poruchy zdravia ako encefalopatiu, chudokrvnosť a deformáciu kostí. Limitná hodnota nefiltrovaného hliníka v pitnej vode bola na území prekročená na viac ako 10 % odberových miest (spomedzi stopových prvkov najvyššia hodnota). Na základe pozorovaní v prírodných neovplyvnených prostrediach oblastí Žiar, Stredné Považie, resp. Myjavská pahorkatina (Kordík in Černák et al., 2004; Kordík a Slaninka, 2005b; Slaninka et al., 2001) je možné nadlimitnú koncentráciu hliníka v rozpätí od 0,2 do  $0,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  považovať prakticky za prírodnú. V oblasti Veľkej Fatry sa zistila v 9 prameňoch koncentrácia  $\text{Al}^{3+}$  vyššia ako  $0,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (maximum  $1,36 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  – odberové miesto č. 243), v ktorých sa nepredpokladá sekundárny prínos tohto parametra do podzemnej vody. Zložitosť podmienok prítomnosti  $\text{Al}^{3+}$  v podzemnej vode dokumentujú hodnoty obsahu Al vo filtrovaných vzorkách, ktoré sú, okrem jednej výnimky, nižšie ako normovaná hodnota (z tohto hľadiska by sa mal v budúcnosti na takýto účel hodnotenia stanovovať filtrovaný hliník).

Úroveň kontaminácie podzemnej vody Turčianskej kotliny je vyjadrená pomocou **stupňa kontaminácie** –  $C_d$  na obr. 6.9. Stupeň kontaminácie je vypočítaný pri každej vzorke podzemnej vody ako suma faktorov kontaminácie jednotlivých analyzovaných zložiek prekračujúcich normatívnu hodnotu pitnej vody podľa vyhlášky č. 151/2004 (Backman et al., 1998):

$$C_d = \sum_{i=1}^n C_{fi}, \quad \text{pričom} \quad C_{fi} = \frac{C_{Ai}}{C_{Ni}} - 1,$$



kde:  $C_d$  – stupeň znečistenia vzorky,  
 $C_{fi}$  – faktor znečistenia i-tej zložky,  
 $C_{Ai}$  – analytická hodnota i-tej zložky,  
 $C_{Ni}$  – normatívna hodnota i-tej zložky (v zmysle vyhlášky MZ SR č. 151/2004 o požiadavkách na pitnú vodu).

Hodnoty stupňa znečistenia vyčlenených hydrogeochemických skupín podzemnej vody sú štatisticky spracované v tab. 6.5 a 6.6. Najvyššou priemernou hodnotou  $C_d$  (6,6) sa vyznačuje podzemná voda fluvialných sedimentov riečnych nív. Je však možné konštatovať, že stupeň znečistenia podzemnej vody územia je veľmi nízky. Prejavilo sa to nízkymi priemernými hodnotami tohto koeficientu, zvyčajne nižšími ako 1,0 (priemerná hodnota všetkých meraní je 0,8 a hodnoty mediánov väčšiny hydrogeochemických skupín podzemnej vody sú nulové).

Výsledky prezentované na obr. 6.9 poukazujú na vyššie hodnoty indexu kontaminácie v severnej časti územia. Treba však pripomenúť, že na 90 % územia je podzemná voda, pri ktorej bola vypočítaná hodnota indexu kontaminácie nižšia ako 1 (žiadna, resp. veľmi nízka úroveň kontaminácie). Vyššie hodnoty indexu kontaminácie v severnej časti územia sú spôsobené najmä vyšším obsahom  $Al^{3+}$  a  $ChSK_{mn}$ , ojedinele  $Fe_{celk}$ ,  $Mn^{2+}$ , resp. iných kontaminujúcich zložiek (napr.  $NO_3^-$ ).

Tab. 6.20. Plošné vymedzenie tried kvality podzemnej vody.

Trieda kvality	km <sup>2</sup>	%
A	343,7	91,8
B	30,63	8,2
Spolu	374,33	100

Tab. 6.21. Zastúpenie tried kvality podzemnej vody na jednotlivých odberových miestach.

Trieda kvality	Počet odber. miest	V % z celkového počtu odber. miest
A	185	64,92
B	29	10,17
C	5	1,75
D	5	1,75
E	32	11,23
F	9	3,16
G	7	2,46
H	13	4,56
Spolu	285	100

Na prevažnej časti územia (až takmer 92 %) sa vyskytuje podzemná voda najlepšej **triedy kvality A**. Plošné rozšírenie podzemnej vody triedy kvality A sa viaže prakticky na všetky horninové prostredia jej obehu, s výnimkou kryštalinika. Podzemná voda triedy kvality A v plnom rozsahu vyhovuje všetkým ukazovateľom podľa vyhlášky MZ SR č. 151/2004 pre pitnú vodu.

V ostatnej časti územia (približne 8 %) bola plošne vyčlenená **trieda kvality B** podzemnej vody. Viaže sa na oblasť podzemnej vody kryštalinika so silikátogénnou mineralizáciou a je rozšírená najmä v centrálnej časti Ľubochianskej doliny. Pre podzemnú vodu triedy kvality B sú typické nízke hodnoty sumy obsahu  $Ca^{2+} + Mg^{2+}$  (tvrdosti vody) a celkovej mineralizácie, ktoré sú odrazom nízkej efektivity mineralizačných procesov. Aj napriek týmto vlastnostiam je podzemná voda po jednoduchej úprave vhodná na pitné účely.

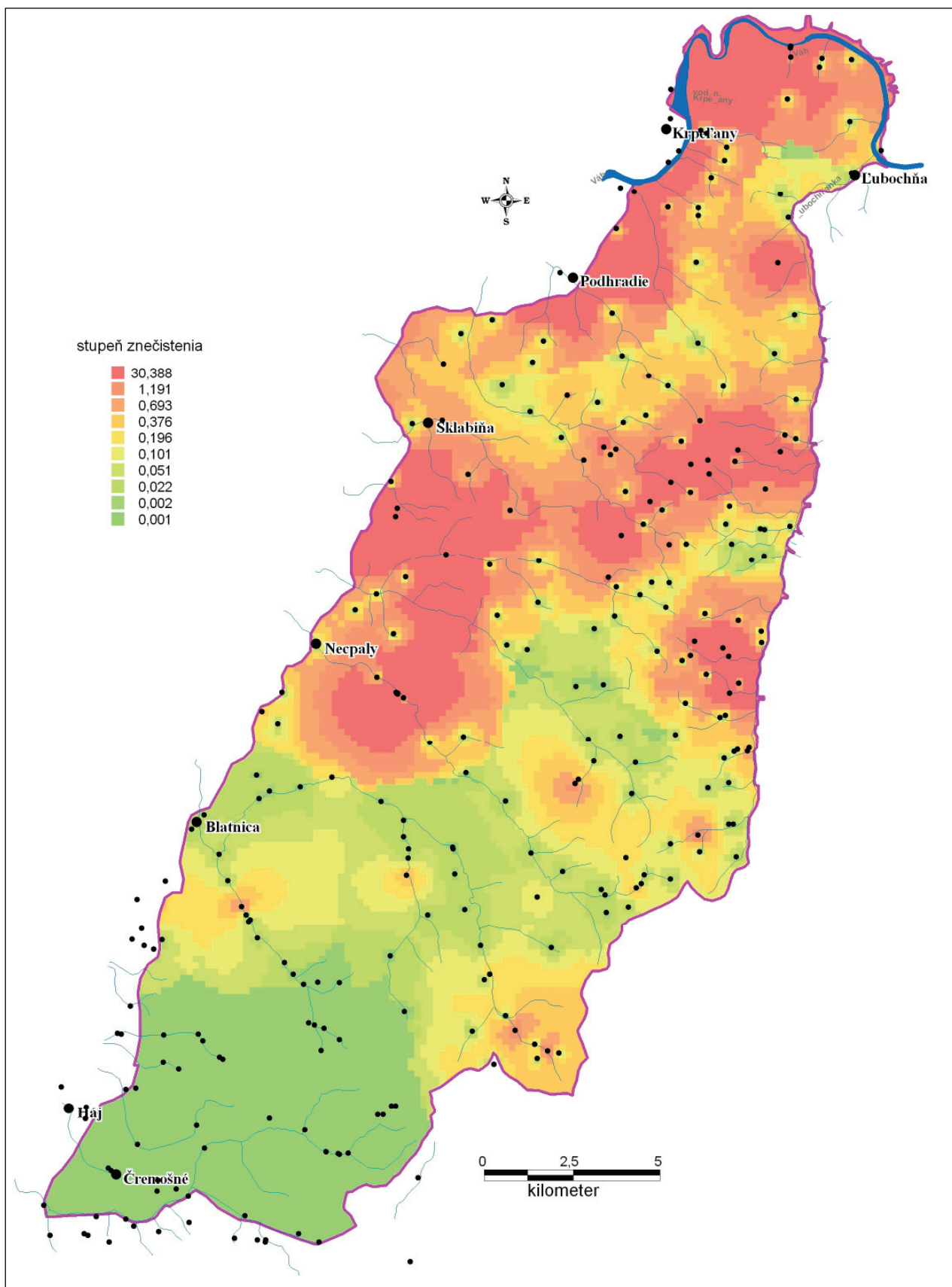
Plošné zastúpenie jednotlivých tried kvality podzemnej vody v kilometroch štvorcových a v percentách celkovej plochy je uvedené v tab. 6.20. Zastúpenie priradených tried kvality podzemnej vody na jednotlivých odberových miestach je uvedené v tab. 6.21.

### **Triedy upraviteľnosti podzemnej vody**

Vzhľadom na posudzovanie kategórie upraviteľnosti podľa vyhlášky č. 636 MŽP SR č. 636/2004, ktorou sa ustanovujú požiadavky na kvalitu surovej vody, všetka podzemná voda (triedy kvality A a B) bola zaradená do **kategórie upraviteľnosti A1**. Podzemná voda tejto skupiny si vyžaduje úpravu len dezinfekciou alebo jednoduchou fyzikálnou úpravou a dezinfekciou (napríklad rýchla filtrácia a dezinfekcia, prípadne nasýtenie vody kyslíkom a dezinfekcia).

### **Organické, rádiologické a mikrobiologické charakteristiky**

Vybrané **organické ukazovatele** boli stanovené na 14 odberových lokalitách (výsledky sú uvedené v prílohe č. 7). V 16 prípadoch (zo 114 meraní) sa zaznamenal nevyhovujúci obsah  $NEL_{UV}$ , prípadne  $NEL_{TČ}$  v porovnaní s limitným obsahom pre pitnú vodu. Ostatné stanovené ukazovatele boli väčšinou pod medzou stanoviteľnosti analytickej metódy a splňali kritériá pre pitnú vodu.



Obr. 6.9. Mapa distribúcie stupňa znečistenia v podzemnej vode.

*Rádiologické ukazovatele* sa zisťovali na 4 odberových miestach. Boli stanovené ukazovatele celkovej aktivity alfa a beta a ich hodnoty sú v súlade s prírodnými danosťami prostredia obehu podzemnej vody. *Mikrobiologické ukazovatele* sa určovali na 11 odberových miestach. Boli stanovené predovšetkým typické mikrobiologické charakteristiky, akými sú koliformné, psychrofilné a mezofilné baktérie, enterokoky, index *E. coli*, producenti, flagellata, ciliata a abiosestón. Vzhľadom na porovnanie s limitnými hodnotami podľa vyhlášky č. 151/2004 podzemná voda bola hygienicky nevyhovujúca v 7 z 28 prípadov.

#### **6.4. CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ NAVRHNUTÝCH NA NÁSLEDNÉ PRÁCE V PODROBNEJŠEJ MIERKE**

Špecifickým problémom podzemnej vody územia Veľkej Fatry je jej ochrana. Značná časť podzemnej vody cirkuluje v prostredí, ktoré je na základe všeobecných poznatkov možné považovať za vysoko zraniteľné (puklinový, resp. puklinovo-krasový obeh v karbonátoch mezozoika). Preto neboli v oblasti vyčlenené konkrétne lokality s požiadavkou na detailnejší hydrogeochemický prieskum, pretože oblasť Veľkej Fatry je potrebné skúmať, hodnotiť a chrániť v celku (prieskum v budúcnosti by teda mal zahŕňať prakticky celú študovanú oblasť, najmä komplexy mezozoika).

Na základe výsledkov hydrogeochemického prieskumu, t. j. súčasného stavu poznania chemického zloženia a kvalitatívnych charakteristík podzemnej vody oblasti, sa podzemná voda vyznačuje veľmi dobrými vlastnosťami a aj po kvantitatívnej stránke predstavuje veľmi významný zdroj pitnej vody pre širokú oblasť. Pri ďalšom prieskume je preto dôležité zamerať svoju pozornosť na zabezpečenie ochrany existujúcich, prípadne nových vodných zdrojov, systematicky ich monitorovať a poukazovať na prípadné nedostatky, resp. náznaky zmien chemického zloženia a režimu podzemnej vody.

## 7. ÚDAJE O MNOŽSTVE A ODBEROCH PODZEMNEJ VODY

Prírodné zdroje a využiteľné množstvo podzemnej vody, ako aj využívanie podzemnej vody v rámci skúmaného územia je bilancované v rámci *Štátnej vodohospodárskej bilancie – časť Podzemné vody*, ktorú každoročne publikuje Hydrofond SHMÚ. Skúmané územie tvoria hydrogeologické rajóny M 020 Mezozoikum severnej časti Veľkej Fatry, G 021 Kryštalínikum Veľkej Fatry, M 022 Mezozoikum Veľkej Fatry v oblasti medzi Smrekovicou a Ploskou a M 023 Mezozoikum chočského príkrovu západnej časti Veľkej Fatry. V kapitole 3.2 sú vymenované čiastkové rajóny a subrajóny, z ktorých sa uvedené hydrogeologické rajóny skladajú, a na obr. 3.1 sú znázornené aj ich hranice na území západnej časti Veľkej Fatry. Z daných štyroch hydrogeologických rajónov (M 020, G 021, M 022 a M 023) boli v roku 2004 (najaktuálnejšie informácie dostupné v roku zostavovania tejto práce) k dispozícii údaje SHMÚ o špecifikácii využiteľného množstva podzemnej vody, odberoch podzemnej vody a účele jej využitia, bilančnom stave využívania podzemnej vody v danom rajóne a aktuálnom trende vo využívaní podzemnej vody. Tieto údaje sú zosumarizované v tab. 7.1.

Tab. 7.1. Využiteľné množstvo a celkové využívanie podzemnej vody v hydrogeologických rajónoch územia západnej časti Veľkej Fatry (podľa údajov SHMÚ).

Hydrogeol. rajón	Využiteľné množstvo podzem. vody [ $l \cdot s^{-1}$ ], rozdelenie podľa kategórií	Odber podzem. vody v roku 2004 [ $l \cdot s^{-1}$ ], účel využitia	Bilančný stav v roku 2004	Trend využívania podzemnej vody oproti roku 2003
M 020	410,00 (0-0-0-0/170-84-156-0)	132,50 (65,91-0,02-0-0-0-66,57)	dobrý	+ 2,20 $l \cdot s^{-1}$
G 021	20,00 (0-0-0-0/0-0-20-0)	0,00 (0-0-0-0-0-0)	dobrý	- 0,05 $l \cdot s^{-1}$
M 022	570,00 (0-0-0-0/492-38-40-0)	210,37 (210,37-0-0-0-0-0)	dobrý	- 39,37 $l \cdot s^{-1}$
M 023	994,00 (0-0-588-198/0-56,6-151,4-0)	297,54 (297,54-0-0-0-0-0)	dobrý	- 31,34 $l \cdot s^{-1}$

Podľa účelu využitia sú sumárne odbery z jednotlivých hydrogeologických rajónov (3. stĺpec tab. 7.1) ďalej v zátvorke rozdelené na odbery pre verejný vodovod – potravinársky priemysel – ostatný priemysel – živočíšnu poľnohospodársku výrobu – rastlinnú výrobu v poľnohospodárstve spolu so závlahami – sociálne potreby – iné využitie. V jednotlivých hydrogeologických rajónoch uvedených v predchádzajúcom texte, ako aj v tab. 7.1, subrajónoch aj čiastkových rajónoch hydrogeologických rajónov, ktoré tvoria územia západnej časti Veľkej Fatry, z ktorých je využiteľné množstvo podzemnej vody uvedené v tab. 7.2, sú údaje o špecifikácii využiteľného množstva podzemnej vody každej príslušnej bilancovanej jednotky (2. riadok 3. stĺpca tab. 7.2) rozdelené na kategórie podľa nasledujúcej schémy: množstvo schválené v KKMPV v kategóriách A – B – C1 – C2/zdokumentované množstvo v kategóriách I – II – III – odhad. V tabuľke sú uvedené aj celkové odbery podzemnej vody z jednotlivých subrajónov a čiastkových rajónov v roku 2002 a hodnotenie bilančného stavu (pomeru medzi využiteľným množstvom a odbermi podzemnej vody) podľa metodiky používanej SHMÚ pri zostavovaní *Štátnej vodohospodárskej bilancie*.

Ako vidno z prehľadu uvedeného v tab. 7.1, spomedzi vymedzených bilančných celkov – hydrogeologických rajónov, subrajónov a čiastkových rajónov v oblasti západných svahov Veľkej Fatry – z hľadiska výskytu využiteľného množstva podzemnej vody sú najvýznamnejšie čiastkový rajón triasu krížňanského príkrovu medzi Necpalskou dolinou a Jarabinkou hydrogeologického rajónu M 022 Mezozoikum Veľkej Fatry v oblasti medzi Smrekovicou a Ploskou s využiteľným množstvom podzemnej vody 460,0  $l \cdot s^{-1}$  a subrajón povodia Váhu (VH 00) hydrogeologického rajónu M 023 Mezo-

zoikum chočského príkrovu západnej časti Veľkej Fatry s využitelným množstvom podzemnej vody  $494,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Ako je však zrejme, v súčasnosti sa v subrajóne VH 00 rajónu M 023 nevyužíva ani 6 % tohto množstva (5,9 %), čo väčšinou platí aj o ďalších podcelkoch v rámci hydrogeologických rajónov na území západnej časti Veľkej Fatry. Relatívne najvyužívanejšia (57,2 %) je podzemná voda v čiastkovom rajóne VH 20 (čiastkový rajón triasu krížňanského príkrovu v okolí Rakytova) hydrogeologického rajónu M 022. Ide však o odbery v doline Teplô v oblasti Liptovskej Osady na území východnej časti Veľkej Fatry. V absolútnych hodnotách sú najvyššie odbery evidované v čiastkovom rajóne VH 20 (čiastkový rajón triasu krížňanského príkrovu medzi Necpalskou dolinou a Jarabinkou) rajónu M 022,  $152,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Ide tu výlučne o vodárenské využívanie vody z prameňa s najvyššou priemernou výdatnosťou na území Západných Karpát ( $558,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ; pozri dokumentáciu dlhodobu režimovo pozorovaných prameňov v tab. 5.31).

Tab. 7.2. Využitelné množstvo a odbery podzemnej vody v roku 2004 v jednotlivých subrajónoch a čiastkových rajónoch územia západnej časti Veľkej Fatry (podľa údajov SHMÚ).

Subrajón/ čiastkový rajón	Skratka subrajónu/ čiastk. rajónu	Využitelné množstvo podzem. vody [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ] (rozdelenie podľa kategórií)	Odber podzem. vody v r. 2004 [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Bilančný stav v roku 2004	Plocha celku [ $\text{km}^2$ ]
Hydrogeologický rajón: M 020 Mezozoikum Veľkej Fatry v oblasti medzi Smrekovicou a Ploskou					
Čiastkový rajón kryhy chočského príkrovu medzi Krpelanmi a Lubochňou	0	60,0 (0-0-0-0/49-4-7-0)	4,30	dobry (7,2 %)	25,40
Čiastkový rajón mezozoika medzi Sklabinským Podzámkom a Lubochňanskou dolinou	VH 20	95,0 (0-0-0-0/0-80-15-0) VH 1	26,63	dobry (28,0 %)	50,90
Čiastkový rajón kriedy krížňanského príkrovu v. od Konského	VH 50	1,0 (0-0-0-0/0-0-1-0)	0,14	dobry (14,0 %)	10,30
Hydrogeologický rajón: G 021 Kryštalínikum Veľkej Fatry					
–	–	20,0 (0-0-0-0/0-0-20-0)	0,00	dobry (0,0 %)	64,30
Hydrogeologický rajón: M 022 Mezozoikum Veľkej Fatry v oblasti medzi Smrekovicou a Ploskou					
Čiastkový rajón triasu krížňanského príkrovu medzi Necpalskou dolinou a Jarabinkou	VH 10	460,0 (0-0-0-0/410-38-12-0)	152,05	uspokojivy (33,1 %)	36,40
Čiastkový rajón triasu krížňanského príkrovu v okolí Rakytova	VH 20	96,0 (0-0-0-0/82-0-14-0)	54,93	uspokojivy (57,2 %)	28,10
Čiastkový rajón obalovej série v Lubochňanskej doline	VH 30	4,0 (0-0-0-0/0-0-4-0)	0,00	dobry (0,0 %)	19,20
Čiastkový rajón vrchného triasu až kriedy krížňanského príkrovu v okolí Ploskej	VH 40	0,0 (0-0-0-0/0-0-0-0)	0,00	nehodnot.	19,40
Čiastkový rajón vrchného triasu až kriedy krížňanského príkrovu medzi Sklabiňou a Necpalskou dolinou	VH 50	10,0 (0-0-0-0/0-0-0-0)	3,39	uspokojivy (33,9 %)	50,90
Hydrogeologický rajón: M 023 Mezozoikum chočského príkrovu západnej časti Veľkej Fatry					
Subrajón povodia Váhu	VH 00	494,2 (0-0-176,5-187,8/0-9,4-120,5-0)	29,21	dobry (5,9 %)	176,40

Jednotlivé významnejšie pramene, ktoré boli na území západnej časti Veľkej Fatry vodárensky zachytené a využívajú sa ako zdroje vody na zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou, sú znázornené na obr. 7.1. Ich využitelné množstvo a odbery v roku 2004 spolu s ostatnými zdrojmi podzemnej vody, ktoré v oblasti západnej časti Veľkej Fatry eviduje Hydrofond SHMÚ, sú zosumarizované v tab. č. 7.3. Podobne ako v tab. 7.1 a 7.2, aj v tab. 7.3 je špecifikácia využitelného množstva podzemnej vody každého zdroja rozdelená na kategórie A – B – C1 – C2/zdokumentované množstvo v kategóriách I – II – III – odhad. Kategórie A – B – (C) – C1 – C2 boli definované v zásadách na klasifikáciu „zásob“ podzemnej vody vydaných na základe uznesenia vlády č. 159/1967, resp. na základe vyhlášky 141/2000

Z. z. Kategórie I – II – III – odhad reprezentujú jednotlivé stupne poznania využiteľným množstvom podzemnej vody od veľmi dobrej spoľahlivosti (kategória, resp. stupeň I) po kvalifikovaný odhad na základe všeobecných hydrogeologických poznatkov a na základe analógie (pozri state o metodickom spracovaní štátnej vodohospodárskej bilancie podzemnej vody v každej bilančnej ročenke uplynulej dekády (ŠVHB – časť *Podzemné vody*, SHMÚ 1995 – ŠVHB 2004). Pri pohľade na tabuľku 7.3 je zrejmé, že z potenciálne využiteľných zdrojov podzemnej vody sa v území v roku 2004 reálne využívali iba niektoré: pramene Fatra (Ľubochňa), Korbelka (Ľubochňa), Pod Kopou (Kraľovany), Teplica/Teplička (Krpel'any), Nad obcou (Konské), Dolina (Podhradie), Rybníky (Turčianska Štiavnička), Dolinka (Sklabinský Podzámok), Halmešová (Turčianske Jaseno), Lazce (Necpaly), Krahulčie (Blatnická dolina), Cibul'ová (Rakša) a Vodopády 1, 2 (Čremošné). Spolu s menšími zdrojmi sa na skúmanom území podľa údajov SHMÚ v roku 2004 spolu odoberalo priemerne  $215,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  podzemnej vody. Sumárna priemerná výdatnosť týchto zdrojov v tom istom roku (2004) predstavovala  $677,16 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a celkové využiteľné množstvo z **významnejších individuálnych** zdrojov prameňov v území predstavuje  **$807,80 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$**  (vrátane prameňov, kde sa pre ich nevyužívanie nesledovala ani výdatnosť – preto využiteľné množstvo zdanlivo prevyšuje priemernú výdatnosť).

V tabuľke 7.4 je uvedené porovnanie rozdielov odoberaného množstva a celkovej výdatnosti jednotlivých zdrojov podzemnej vody na území západnej časti Veľkej Fatry, zdokumentovaných v rokoch 1994 a 2004 Hydrofondom SHMÚ. V prípade prameňov, kde sa v týchto rokoch sledovala výdatnosť aj odoberané množstvo, poklesla hodnota odberov od roku 1994 do roku 2004 o  $283,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pokles výdatnosti o  $231,09 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  môže byť zdanlivý, pretože sa z dôvodu neodoberania podzemnej vody výdatnosť niektorých prameňov prestala pozorovať.

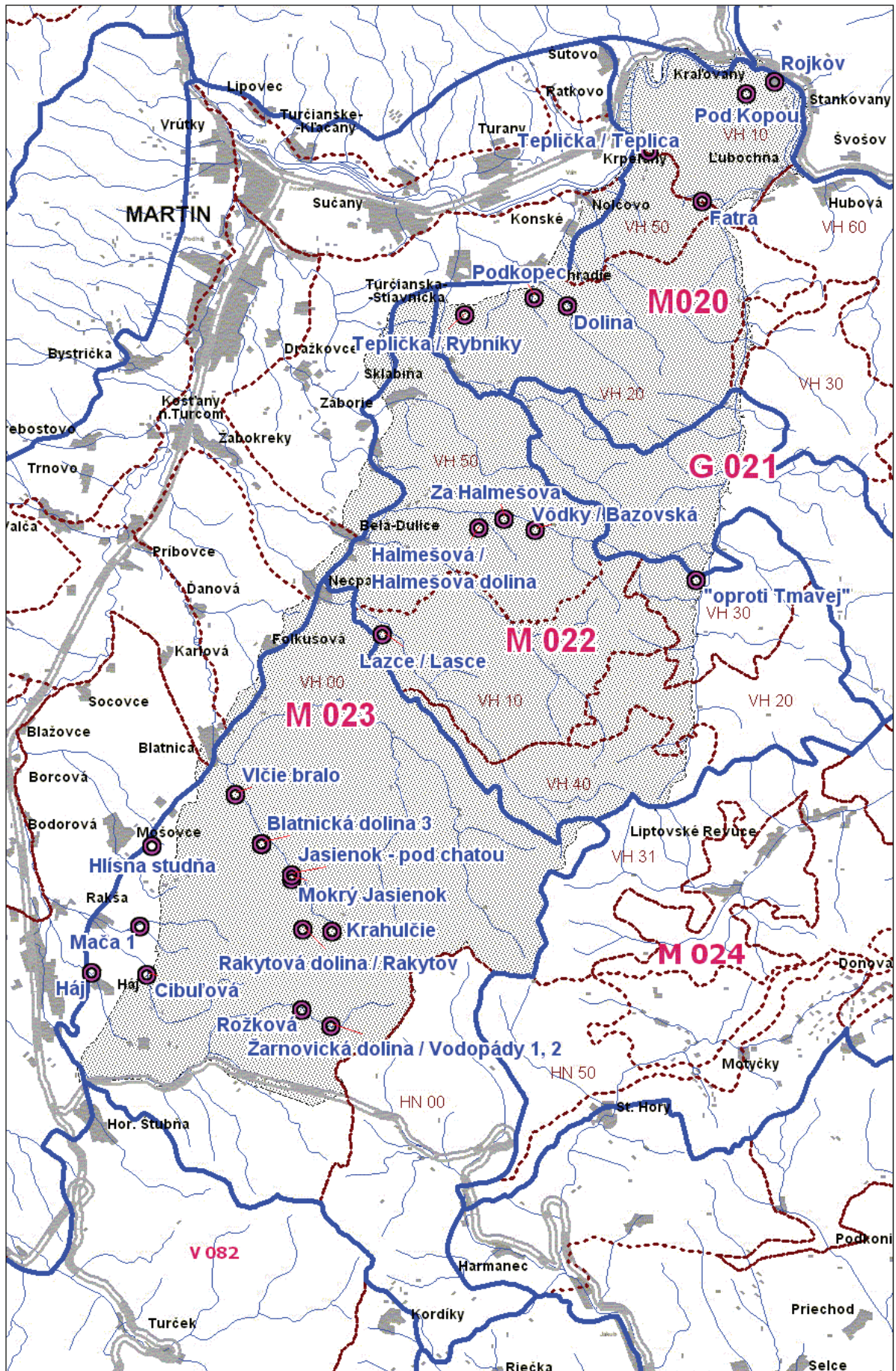
V tab. 7.5 uvádzame hodnoty odberov podzemnej vody v rokoch 2002 až 2005 vodárenskými spoločnosťami – v tom čase väčšinou závodmi Severoslovenských vodární a kanalizácií, a. s., Žilina (SeVaK) v Martine, Ružomberku a v Dolnom Kubíne, pôsobiacimi na danom území. Hodnoty odberov podzemnej vody uvedené vodárňami za rok 2004 sa nelíšia od hodnôt odberov uvedených v tab. 7.4 a 7.5 Hydrofondom SHMÚ. Údaje o minimálnej, priemernej a maximálnej výdatnosti využívaných zdrojov zistené vodárňami v rokoch 2002 až 2005 sú zhrnuté spolu s pozorovaniami výdatnosti prameňov SHMÚ v tab. 5.31. Oproti zdrojom (odberom) zdokumentovaným Hydrofondom SHMÚ sú v tab. 7.5 navyše pramene v obci Belá-Dulice (dok. č. 479, prac. č. AA-55), Vôdky v Turčianskom Jasení (dok. č. 1 194, prac. č. HH-17) a Mača v Rakši (dok. č. 36, prac. č. G-8). Problematické je aj dokumentovanie piatich výverov zdroja Pod Kopou v Kraľovanoch (dok. č. 2 702 a 2 709, prac. č. J-32 a J-33; kódy Hydrofonderu 307 866, 307 867, 309 243 až 309 245 – v tomto prípade ide zrejme v údajoch SeVaK uvedených v tab. 7.5 o výdatnosť prameňov, nie o odoberané množstvo.

Z porovnaní tabuliek 7.3, resp. 7.4, tabuľky 7.5 a dokumentácie prameňov však vyplýva, že Hydrofond SHMÚ spomedzi väčších zdrojov podzemnej vody neeviduje odbery z prameňov Mača 1 (Rakša – dok. č. 36;  $4,32 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), Hlíšna studňa (Mošovce – dok. č. 51;  $6,88 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), (Mošovce – dok. č. 120;  $0,15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), prameň nad obcou Dulice (Belá-Dulice – dok. č. 479;  $0,53 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), Za Halmešovou/Vôdky (Turčianske Jaseno – dok. č. 1 194;  $8,16 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), Búdková (Podhradie – dok. č. 1 381;  $1,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a prameň „oproti Tmavej“/Pod Jarabinskou (Ľubochňianska dolina, pod Jarabinskou – dok. č. 2 516;  $5,68 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Spomedzi nich sú pramene nad obcou Dulice (Belá-Dulice) a Za Halmešovou/Vôdky (Turčianske Jaseno) zdokumentované v rámci tab. 7.5, pretože ide o odbery zdokumentované vodárenskými spoločnosťami.

Významnejšie zdroje podzemnej vody – Hlíšna studňa, „pod cestou k lomu“, v Mošovciach, prameň Búdková (Podhradie) a prameň „oproti Tmavej“/Pod Jarabinskou (Ľubochňianska dolina) – sú spolu s ďalšími menšími lokálnymi odbermi podzemnej vody, ktoré boli zdokumentované počas hydrogeologických mapovaní v rokoch 2000 až 2006, zosumarizované v tab. 7.6.

Využiteľný potenciál podzemnej vody na území Veľkej Fatry (nielen v jej západnej časti) je vzhľadom na prírodné danosti regiónu veľmi vysoký a „ponukou“ prevyšuje súčasné nároky na spotrebu vody v okolí. Toto konštatovanie nie je žiadnym novým objavom, územie Veľkej Fatry je už od 70. rokov 20. storočia chránené ako významná oblasť prirodzenej akumulácie vody (chránená vodohospodárska oblasť). Využívanie tohto potenciálu však vzhľadom na stagnujúce nároky na zdroje pitnej vody, ktoré sú charakteristické pre koniec 20. a začiatok 21. storočia v tomto regióne, zatiaľ zjavne





Obr. 7.1. Významnejšie vodárensky zachytené pramene na území západnej časti Veľkej Fatry.

nedosiahlo svoj stropný limit. Intenzívne vyhľadávanie zdrojov a zachytávanie prameňov v tejto oblasti, ktoré bolo typické pre 70. a 80. roky 20. storočia, poskytlo dostatočné množstvo podzemnej vody, vysoko uspokojujúce súčasné (t. j. roky 2000 – 2005) potreby. Potrvá azda niekoľko ďalších dekád, kým v súčasnosti vodárensky zachytené zdroje nebudú stačiť na rozvoj krajiny a spoločenský tlak na uspokojenie požiadaviek na zdroje pitnej vody prinesie so sebou zachytávanie ďalších zdrojov. Napriek tomu však aj v súčasnosti aj na území Slovenska jestvujú vodárensky deficitné regióny, ktorým by redistribúcia veľkofatranských zdrojov podzemnej vody mohla priniesť úžitok aj teraz. Preto odkladanie poznávania týchto zdrojov na neskoršie obdobia sa nejaví ako vhodné. Napokon, veď ani v tomto vodárensky vysoko vyzdvihovanom území v niektorých jeho oblastiach s potenciálne využiteľnými sústredenými vývermi podzemnej vody vysokej kvality (hydrogeologické rajóny M 020, M 022) akumulovanými v triasových karbonátoch sa však dosiaľ (do r. 2006) ešte nerealizovali vyhľadávacie hydrogeologické prieskumy, ktoré by korektno charakterizovali využiteľné množstvo a environmentálne prijateľné podmienky ich využívania a ochrany.

Tab. 7.3. Využiteľné množstvo a odbery podzemnej vody v roku 2004 v jednotlivých významnejších zdrojoch podzemnej vody na území západnej časti Veľkej Fatry (podľa údajov SHMÚ).

Číslo prameňa na mape	Pracov. číslo prameňa	Kód hydro-fondu	Lokalita	Názov zdroja	Využ. množstvo [ $l \cdot s^{-1}$ ]	Kategória využ. množstva	Odber v r. 2004 [ $l \cdot s^{-1}$ ]
4	G-22	320 909	Háj	prameň	70,10	C2; III	
43	H-41	322 751	Rakša	prameň Cibulová	54,00	C2; II; III	1,09
65	D-132	323 006	Mošovce	prameň Mazan (Rybníky)	26,00	C1	
91	D-133	321 902	Mošovce	prameň Podjavorie			
184	D-1	322 750	Blatnica	prameň Vlčie bralo			0,00
212	F-69	321 101	Folkušová	záchyt prameňa			
213	D-7	322 749	Blatnica	prameň Blatnica 3			0,00
268	D-11	322 747	Blatnica	Mokrý Jasenok – nad chatou			0,00
269	D-10	322 748	Blatnica	Mokrý Jasenok – pod chatou			0,00
282	G-34	322 758	Čremošné	Rošková			0,00
284	D-23	322 754	Blatnica	prameň Rakytov			0,00
370	D-47	322 745	Blatnica	prameň Pod Krahulčím			0,00
396	G-43	322 707	Čremošné	prameň Vodopády 1	41,60	C1; C2; III	19,57
396	G-43	322 708	Čremošné	prameň Vodopády 2			
402	D-53	322 746	Blatnica	prameň Krahulčie	120,70	C1; C2; II; III	8,55
556	EE-2	322 715	Necpaly	prameň Lazce	385,00	I.	152,05
804	GG-10	321 005	Dolné Jaseno	prameň č. 1			
905	GG-31	321 006	Turč. Jaseno	prameň			
987	FF-76	322 741	Sklab. Podzám.	prameň Dolinka			0,18
994	Y-36	322 740	Turč. Štiavnička	prameň Rybníky	23,00	II	16,92
1 042	FF-75	322 728	Sklabiňa	prameň Dolinka			0,00
1 071	HH-13	322 743	Turč. Jaseno	prameň Halmešová			3,39
1 101	FF-88A	322 727	Sklabiňa	prameň Žiarcová			0,00
1 331	GG-169	322 207	Podhradie	prameň č. 1 (Podkopec?)	4,00	III	
1 337	HH-30	322 714	Turč. Jaseno	prameň Vôdky			
1 504	FF-150	322 742	Podhradie	prameň Dolina	30,00	II	9,54
2 104	K-7	322 731	Krpeľany	prameň Teplica/Teplička	49,00	I	1,81
2 104	K-7	322 760	Krpeľany	prameň Teplička – nový			0,00
2 540	K-21	316 860	Ľubochňa	prameň Fatra	3,40	II	1,27
2 702	J-32	307 866	Kraľovany	prameň č. 1 – 4			0,19
		309 243	Kraľovany	prameň č. 2			0,32
		309 244	Kraľovany	prameň č. 3			0,22
		309 245	Kraľovany	prameň č. 4			0,18
2 739	J-33	307 867	Kraľovany	prameň č. 5			0,01
2 721	K-12	316 861	Ľubochňa	prameň Korbalka			0,02

Tab. 7.3 – pokračovanie.

Číslo prameňa na mape	Pracov. číslo prameňa	Kód hydro-fondu	Lokalita	Názov zdroja	Využ. množstvo [l · s <sup>-1</sup> ]	Kategória využ. množstva	Odber v r. 2004 [l · s <sup>-1</sup> ]
2 737	DOPL-3	322 733	Konské	prameň Nad obcou	1,00	III	0,14
2 738	J-38A	315 101	Rojkov	prameň			
		321 001	Sklabiňa	prameň Prieslop 1			
		321 002	Sklabiňa	prameň Prieslop 2			
		321 003	Sklabiňa	prameň Prieslop 3/b3			
		321 004	Sklabiňa	prameň Prieslop 4			
		320 830	Blatnica	kopaná studňa			
		320 826	Čremošné	kopaná studňa			
		320 906	Čremošné	kopaná studňa 1, 2			0,00
		320 912	Čremošné	kopaná studňa			0,00
		321 901	Mošovce	Drienok – vrt V-1			0,28
		321 903	Mošovce	Drienok – vrt V-3			0,10
		320 905	Rakša	vrtaná studňa			
		322 902	Rakša	kopaná studňa			
		321 011	Sklab. Podzámok	studňa č. 1			
		321 012	Sklab. Podzámok	studňa č. 2			
SPOLU:					807,80		215,81

Tab. 7.4. Porovnanie odberov podzemnej vody z jednotlivých významnejších zdrojov na území západnej časti Veľkej Fatry v rokoch 1994 a 2004 (podľa údajov SHMÚ).

Číslo prameňa na mape	Pracov. číslo prameňa	Kód Hydro-fondu	Lokalita	Názov zdroja	Odber v r. 2004 [l · s <sup>-1</sup> ]	Celk. Q v r. 2004 [l · s <sup>-1</sup> ]	Odbery, rozdiel 2004 až 1994	Q, rozdiel 2004 až 1994
4	G-22	320 909	Háj	prameň				
43	H-41	322 751	Rakša	prameň Cibul'ová	1,09	2,09	-4,49	-5,42
65	D-132	323 006	Mošovce	prameň Mazan (Rybničky)				
91	D-133	321 902	Mošovce	prameň Podjavorie				
184	D-1	322 750	Blatnica	prameň Vlčie bralo	0,00	9,33		-0,37
212	F-69	321 101	Folkušová	záchyt prameňa				
213	D-7	322 749	Blatnica	prameň Blatnica 3	0,00	0,00		-3,67
268	D-11	322 747	Blatnica	Mokrý Jasenok – nad chatou	0,00	9,78		-12,09
269	D-10	322 748	Blatnica	Mokrý Jasenok – pod chatou	0,00	18,43		8,52
282	G-34	322 758	Čremošné	Rošková	0,00	0,00		-14,50
284	D-23	322 754	Blatnica	prameň Rakytov	0,00	3,05		-0,14
370	D-47	322 745	Blatnica	prameň Pod Krahulčím	0,00	2,26		-0,47
396	G-43	322 707	Čremošné	prameň Vodopády 1	19,57	20,57	-3,25	-31,05
396	G-43	322 708	Čremošné	prameň Vodopády 2				
402	D-53	322 746	Blatnica	prameň Krahulčie	8,55	39,74	-36,25	-5,06
556	EE-2	322 715	Necpaly	prameň Lazce	152,05	451,41	-196,29	-155,42
804	GG-10	321 005	Dolné Jaseno	prameň č. 1				
905	GG-31	321 006	Turč. Jaseno	prameň				
987	FF-76	322 741	Sklab. Podzámok	prameň Dolinka	0,18	0,73	0,00	0,17
994	Y-36	322 740	Turč. Štiavnička	prameň Rybničky	16,92	25,10	-8,18	0,00
1 042	FF-75	322728	Sklabiňa	prameň Dolinka	0,00	0,50	-0,13	-6,67
1 071	HH-13	322 743	Turč. Jaseno	prameň Halmešová	3,39	5,76	1,08	0,05
1 101	FF-88A	322 727	Sklabiňa	prameň Žiarcová	0,00	0,00	-1,37	-2,18
1 331	GG-169	322 207	Podhradie	prameň č. 1 (Podkopec?)				
1 337	HH-30	322 714	Turč. Jaseno	prameň Vódky			-0,05	
1 504	FF-150	322 742	Podhradie	prameň Dolina	9,54	28,62	-26,04	-6,95

Tab. 7.4 – pokračovanie.

Číslo prameňa na mape	Pracov. číslo prameňa	Kód Hydro-fondu	Lokalita	Názov zdroja	Odber v r. 2004 [l · s <sup>-1</sup> ]	Celk. Q v r. 2004 [l · s <sup>-1</sup> ]	Odbery, rozdiel 2004 až 1994	Q, rozdiel 2004 až 1994
2 104	K-7	322 731	Krpeľany	prameň Teplica/Teplička	1,81	39,22	-7,63	1,38
2 104	K-7	322 760	Krpeľany	prameň Teplička – nový	0,00	0,00	0,00	0,00
2 540	K-21	316 860	Lubochňa	prameň Fatra	1,27	5,68	-0,54	3,87
2 702	J-32	307 866	Kraľovany	prameň č. 1 – 4	0,19	2,33	-0,80	-11,00
		309 243	Kraľovany	prameň č. 2	0,32	4,62	0,32	4,62
		309 244	Kraľovany	prameň č. 3	0,22	2,07	0,22	2,07
		309245	Kraľovany	prameň č. 4	0,18	3,93	0,18	3,93
2 739	J-33	307 867	Kraľovany	prameň č. 5	0,01	0,06	0,01	-1,10
2 721	K-12	316 861	Lubochňa	prameň Korbelka	0,02	0,51	-0,03	0,46
2 737	DOPL-3	322 733	Konské	prameň Nad obcou	0,14	1,03	-0,15	-0,29
2 738	J-38A	315 101	Rojkov	prameň			-0,31	
		321 001	Sklabiňa	prameň Prieslop 1				
		321 002	Sklabiňa	prameň Prieslop 2				
		321 003	Sklabiňa	prameň Prieslop 3/b3				
		321 004	Sklabiňa	prameň Prieslop 4				
		320 830	Blatnica	kopaná studňa				
		320 826	Čremošné	kopaná studňa				
		320 906	Čremošné	kopaná studňa 1, 2	0,00	0,00	-0,04	-0,04
		320 912	Čremošné	kopaná studňa	0,00	0,00	-0,03	-0,03
		321 901	Mošovce	Drienok – vrt V-1	0,28	0,28	0,26	0,26
		321 903	Mošovce	Drienok – vrt V-3	0,10	0,10	0,06	0,06
		320 905	Rakša	vrtaná studňa				
		322 902	Rakša	kopaná studňa				
		321 011	Sklab. Podzámok	studňa č. 1				
		321 012	Sklab. Podzámok	studňa č. 2				
SPOLU:					215,81	677,16	-283,13	-231,09

Tab. 7.5. Porovnanie odberov podzemnej vody z jednotlivých významnejších zdrojov podzemnej vody na území západnej časti Veľkej Fatry v rokoch 1994 a 2004 (podľa údajov SHMÚ).

Číslo na mape	Prac. číslo	Lokalita	Zdroj	Závod SeVaK	Minimálny odber 2002 – 2005	Priemerný odber 2002 – 2005	Maximálny odber 2002 – 2005
402	D-53	Blatnická dolina	Krahulčie	Martin	–	8,93	–
370	D-47	Blatnická dolina	Pod Krahulčie	Martin	–	0,00	–
284	D-23	Blatnická dolina	Rakytov	Martin	–	0,00	–
268	D-11	Blatnická dolina	Mokrý Jasenok (nad chatou)	Martin	–	0,00	–
269	D-10	Blatnická dolina	Mokrý Jasenok (pod chatou)	Martin	–	0,00	–
213	D-7	Blatnická dolina	Blatnica III	Martin	–	0,00	–
184	D-1	Blatnická dolina	Vlčie bralo	Martin	–	0,00	–
556	EE-2	Necpaly – Lazce	Lazce	Martin	–	163,52	–
479	AA-55	Belá-Dulice	Dulice – prameň	Martin	–	0,00	–
994	Y-36	Turč. Štiavnička	Rybníky	Martin	–	17,21	–
396	G-43	Žarnovická dol.	Žarnovická dolina – Vodopády č.1	Martin	–	22,13	–
396	G-43	Žarnovická dol.	Žarnovická dolina – Vodopády č. 2	Martin	–	0,00	–
282	G-34	Žarnovická dol.	Žarnov. dol., Rožková 1, 2	Martin	–	0,00	–
43	H-41	Rakša	Cibuľová	Martin	–	1,12	–
2 738	J-38A	Rojkov	prameň Rojkov	Ružomberok	0,26	0,40	0,95

Tab. 7.5 – pokračovanie

Číslo na mape	Prac. číslo	Lokalita	Zdroj	Závod SeVaK	Minimálny odber 2002 – 2005	Priemerný odber 2002 – 2005	Maximálny odber 2002 – 2005
2 721	K-12	Ľubochňa	prameň Korbelka	Ružomberok	0,00	0,05	0,27
2 540	K-21	Ľubochňa	Fatra	Ružomberok	0,96	1,47	2,41
2 702	J-32	Kraľovany	pramene Pod Kopou, spolu	Dol. Kubín	8,00	16,35	–
		Kraľovany	Pod Kopou, pr. 1	Dol. Kubín	0,90	5,50	–
		Kraľovany	Pod Kopou, pr. 2	Dol. Kubín	2,20	4,05	–
		Kraľovany	Pod Kopou, pr. 3	Dol. Kubín	1,10	2,53	–
		Kraľovany	Pod Kopou pr. 4	Dol. Kubín	1,70	3,73	–
2 739	J-33	Kraľovany	Pod Kopou, pr. 5	Dol. Kubín	0,00	0,55	–
2 092	K-7	Krpeľany	Teplička	Martin	–	1,80	–
1 071	HH-13	Turč. Jaseno	Halmešová	Martin	–	3,61	–
1 194	HH-17	Turč. Jaseno	Za Halmešovou/Vôdky	Martin	–	0,35	–
1 337	HH-30	Turč. Jaseno	Pri potoku	Martin	–	0,00	–
987	FF-76	Sklabinský Podzámok	Dolinka	Martin	–	0,17	–
1 101	FF-88A	Sklabiňa	Žiarcová	Martin	–	0,00	–
1 042	FF-75	Sklabiňa	Dolinka	Martin	–	0,00	–
1 504	FF-150	Podhradie	Dolína	Martin	–	7,52	–
	–	Lazce	vrty	Martin	Pozn.: nevyuž., povolený odber 25 l . s <sup>-1</sup>		
	–	Turč. Teplice	Studňa Park	Martin	Pozn.: nevyuž., povolený odber 4 l . s <sup>-1</sup>		
36	G-8	Rakša	Mača	Martin	Pozn.: nevyuž., povolený odber 5,5 l . s <sup>-1</sup>		
	–	Necpaly	Prameň pri horárni	Martin	Pozn.: nevyuž., nie sú iné údaje		
	–	Čremošné	vrt v obci	vrt patrí obci	Pozn.: nevyuž., v správe OÚ, využ. (2,0 l . s <sup>-1</sup> )		

Tab. 7.6. Využívané zdroje podzemnej vody nevidované Hydrofondom SHMÚ a nespravované vodárenskými spoločnosťami, ktoré boli zdokumentované počas hydrogeologických mapovaní v rokoch 2000 – 2006 na území západnej časti Veľkej Fatry.

Číslo na mape	Prac. číslo	Lokalita	Zdroj	Q [l . s <sup>-1</sup> ]
51	D-120	Mošovce		
4	G-22	Háj		
435	AA-58	Dulice (Belá-Dulice)	pre neďaleký dom	0,01
564	A-6	Gaderská dolina		0,26
	C-174	Blatnica	studňa neďaleko kempingu	
65	D-132	Mošovce	Rybníky (časť prameniska)	2,91
91	D-133	Mošovce		0,61
120	D-135	Mošovce		0,15
810	EE-18	Necpalská dolina	zachytený pre blízkú chatku	0,12
1 058	EE-21	Necpalská dolina	zachytený pre poľovnícku chatu	0,04
1151	EE-28	Necpalská dolina	malá studnička zachytená do skruže	0,09
1 133	EE-29	Necpalská dolina	zachytený pri chatke	0,12
212	F-69	Sebeslavce (Folkušová)	časť prameňa zachytená pre RD	0,58
804	GG-10	Belá-Dulice	zachytený prameň nad obcou v Hornojasenskej doline	0,17
1 331	GG-169	Podhradie	zachytený prameň nad obcou v doline Hradská	
905	GG-31	Belá-Dulice	zachytený prameň v Hornojasenskej doline	0,20
98	H-65	Čremošné	záchyt prameňa nad obcou	0,09
94	H-67	Čremošné	záchyt prameňa nad obcou	0,40
2 652	K-29	Ľubochňa	záchyt pre chatu Lúčky	0,07
2 664	L-64	Ľubochňa – Kľacká dolina	záchyt pre polepšovňu	0,20
2 516	M-30	Ľubochňa – dolina	záchyt nad horárňou	5,68

---

## **8. BANSKÁ VODA**

---

V študovanom území doteraz neprebíhala ťažba nerastných surovín banským spôsobom a nenachádza sa tu nijaká banská voda.



---

## 9. MINERÁLNA A GEOTERMÁLNA VODA

---

Na výskyt minerálnej a termálnej vody je bohatá najmä priľahlá oblasť Turčianskej kotliny. Súvisí to najmä s geologickou a tektonickou stavbou územia kotliny a priľahlých pohorí. Jednou zo základných štruktúr podmieňujúcich výstup minerálnej a termálnej vody v Turčianskej kotline je ponáranie mezozoických hornín Veľkej Fatry pod jej výplň a ich zlomové porušenie na jv. okraji kotliny veľkofatranským zlomom. Hoci zlom nie je zvlášť výrazný, napriek tomu vytvára komunikáciu s nižšími členmi mezozoika, z ktorých vystupuje napr. termálna voda v Turčianskych Tepliciach s teplotou 44 – 46 °C (Tkáčik a Klago, 1967; Tkáčik, 1975; Franko et al., 1985). Ďalšie zdroje minerálnej vody viazané na túto tektonickú líniu sú lokalizované v oblasti Mošovce – Socovce a Háj. Ďalšia skupina (typ) minerálnej vody vytvára vývery v sv. časti kotliny, ktoré sa viažu na tektonický styk paleogénu s mezozoikom (Turčianska Štiavnička, Podhradie). Samostatnú skupinu minerálnej vody reprezentuje oblasť Rojkova. Podľa Krauhulca et al. (1978a, 1978b) sa priamo v území zobrazenom na základnej hydrogeologickej a hydrogeochemickej mape západnej časti Veľkej Fatry nachádzajú 4 zdroje minerálnej vody patriace do okresu Martin (MT-11, MT-12, MT-23, MT-53) a do okresu Ružomberok spadá 5 zdrojov minerálnej vody (LM-109 až LM-114).

### *Turčianske Teplice*

Už niekoľko storočí existujú v mieste prameňov termálnej minerálnej vody liečebné kúpele. Pramená minerálna voda sa zachytáva ako pisciny v 3 kúpeľných bazénoch (Modrý, Červený a Ludový). Minerálna voda je zachytená aj hlbšími vrtmi TJ-20 a TJ-3 (Tkáčik a Klago, 1967) ako prelivové vázy na pitnú liečbu. Z hydrogeochemického hľadiska je termálna minerálna voda Ca–Mg–HCO<sub>3</sub>–SO<sub>4</sub> typu, s celkovou mineralizáciou okolo 1 500 mg · l<sup>-1</sup> a teplotou 38 – 42 °C v prameňoch a 43 – 46,5 °C vo vrtoch. Nižšia mineralizácia termálnej vody je dôsledkom nízkeho obsahu endogénneho CO<sub>2</sub> (200 až 500 mg · l<sup>-1</sup>).

V zmysle klasifikácie Franka et al. (1975) sa štruktúra termálnej vody považuje za otvorenú. Podľa Pirmana a Potyša (1991) infiltračnú oblasť termálnej vody tvorí štruktúra hornín triasu krížňanského príkrovu vystupujúca v priestore Necpalskej a Belanskej doliny južne od kryštalinika Ľubochnianskeho masívu, v tejto práci označená ako hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov veporika Hrozková – Osičné – Štefanová. Meteorický pôvod vody a jej infiltráciu vo vrcholových partiách Veľkej Fatry potvrdili aj poznatky o izotopovom zložení kyslíka (Michalko in Pirman a Potyš, 1990). Časť vody infiltrujúcej do uvedeného prostredia sa zúčastňuje na hlbokom obehu. Podzemná voda v závislosti od morfológie nepriepustného podložja zostupuje do podložja Turčianskej kotliny do hĺbky 1 500 – 1 800 m a otepľuje sa.

Z hľadiska genézy sa chemické zloženie turčianskoteplických teriem formuje v karbonátoch a evaporitoch spodného triasu (podľa izotopového zloženia sulfatickej síry v malej miere aj vrchného triasu) krížňanského príkrovu, pre ktoré je charakteristický Ca–Mg–SO<sub>4</sub> typ chemického zloženia s celkovou mineralizáciou okolo 2 500 mg · l<sup>-1</sup> a s teplotou okolo 50 °C (Pirman a Potyš, 1990). Uvedený typ predstavuje primárnu zložku termálnej vody prameňov v Turčianskych Tepliciach a karbonáty a evapority krížňanského príkrovu (veporika) primárnu akumuláciu, resp. transportno-akumuláciu oblasť. Jej strop vytvárajú hydrogeologicky nepriaznivé slienité horniny spodnej kriedy krížňanského príkrovu.

Z primárnej oblasti vystupuje termálna voda prostredníctvom zlomového systému veľkofatranskej tektonickej línie do oblasti druhotnej akumulácie v karbonatických horninách hronika a bazálneho neogénu. Výstup umožňuje kryhovitá stavba územia, ktorá pravdepodobne sprostredkúva priame prepojenie oboch karbonatických komplexov. V tejto oblasti sa dotvára chemické, ako aj izotopové zloženie teriem ich miešaním s vlastnou podzemnou vodou karbonatického komplexu hronika a bazálneho neogénu, za infiltračnú oblasť ktorých sa považuje štruktúra karbonátov hronika (necpalského a štureckého príkrovu)

na západných svahoch Veľkej Fatry. Táto voda predstavuje vyhranený Ca–Mg–HCO<sub>3</sub> typ s celkovou mineralizáciou 300 – 700 mg · l<sup>-1</sup> a teplotou v závislosti od hĺbky obehu (okolo 10 – 15 °C).

V procese miešania sa na vzniku výsledného chemického zloženia podieľajú obidva základné typy, v rôznych častiach akumuláčnej oblasti rôznou mierou. Výsledkom miešania vody je výskyt vody s chemickým zložením pohybujúcim sa medzi vyhraneným Ca–HCO<sub>3</sub>–SO<sub>4</sub> a Ca–SO<sub>4</sub>–HCO<sub>3</sub> typom. Od podielu jednotlivých typov závisí aj teplota a celková mineralizácia podzemnej vody akumuláčnej oblasti.

Strop sekundárnej akumuláčnej oblasti vytvára fľovito-tufitické súvrstvie neogénu. Výverovú oblasť termálnej vody tvorí kryha, v ktorej je hrúbka tohto súvrstvia najmenšia. V poslednej fáze vystupuje termálna voda do sedimentov kvartéru a rozptyľuje sa. V horizonte podzemnej vody kvartéru vytvára termálnu kopu s piezometrickou úrovňou vyššou, ako je hladina tejto vody. Hlavnými mineralizačnými procesmi podieľajúcimi sa na chemickom zložení teriem sú rozpúšťanie karbonátov, resp. evaporitov (sadrovec). Zdroje minerálnej vody v Turčianskych Tepliciach sú už mimo hodnoteného územia a nie sú osobitne zdokumentované v rámci zostavenej hydrogeologickej mapy.

### **Mošovce – Socovce**

Pod úpäťm Veľkej Fatry pri obci Mošovce sa nachádza celý rad prameňov minerálnych teplíc (T vody = 17,5 – 18 °C). Väčšina týchto prameňov je zachytená do bazénov verejného kúpaliska. V rámci prieskumu (Tužinský et al., 1967) sa pri kúpalisku zrealizoval vrt HV-63, ktorý v hĺbkovom intervale 47,5 – 54,5 m zachytil minerálnu teplicu (t = 19 °C) s trvalým prelivom nad úrovňou terénu. Z hydrogeochemického hľadiska je voda Ca–Mg–HCO<sub>3</sub> typu, s celkovou mineralizáciou 1 350 – 1 450 mg · l<sup>-1</sup>, teplotou 17,5 – 23 °C a obsahom CO<sub>2</sub> = 200 – 970 mg · l<sup>-1</sup>.

Asi 1,5 km jv. od obce Socovce vrt HV-107A zachytil v hĺbkovom intervale 133 – 138 m minerálnu teplicu Ca–Mg–HCO<sub>3</sub> typu s celkovou mineralizáciou 1 650 – 1 730 mg · l<sup>-1</sup>, teplotou 16,5 – 18 °C, obsahom CO<sub>2</sub> okolo 850 – 900 mg · l<sup>-1</sup> a s trvalým prelivom nad úrovňou terénu (Bujalka et al., 1973). Pozoruhodná je značná výdatnosť vody, až 12 l · s<sup>-1</sup>. Vápňité íly martinských vrstiev vytvárajú nepriepustné nadložie tohto horizontu. Hydraulická súvislosť tohto artézského zdroja s výstupmi minerálnej vody v Mošovciach nebola overená. Podobné chemické zloženie sa zaznamenalo aj v podzemnej vode vrtu TJ-4 v Turčianskych Tepliciach.

Chemické zloženie tejto vody sa formuje v dolomitických komplexoch mezozoika hronika Veľkej Fatry. Podzemná voda po nepriepustnom podloží prestupuje do hĺbky 300 – 400 m do oblasti kotliny, otepľuje sa a vystupuje na povrch po tektonickej línii. Izotopové zloženie síranov v tejto vode však svedčí o tom, že na formovaní jej chemického zloženia sa môže podieľať aj voda stredného a spodného triasu veporika – krížňanského príkrovu, charakteristická vyhraneným Ca–Mg–SO<sub>4</sub> typom chemického zloženia a teplotou okolo 50 °C (prejavuje sa tu však blokujúci účinok súvrstvia spodnej kriedy krížňanského príkrovu – Pirman a Potyš, 1991).

Zdroje minerálnej vody v Mošovciach sú už mimo hodnoteného územia a nie sú osobitne zdokumentované v rámci zostavenej hydrogeologickej mapy.

### **Turčianska Štiavnička**

Pri Podhradí a Turčianskej Štiavničke sa paleogén stýka s málo priepustnými horninami jury a kriedy krížňanskej jednotky (veporika). Voda vystupuje po slabo priepustných zlomoch, pričom sa výrazne metamorfuje (výmena Ca<sup>2+</sup> za Na<sup>+</sup> a vylúhovaním zvyškových solí NaCl z vrstiev paleogénu – Tkáčik, 1975). Preto je aj výdatnosť prameňov nepatrná, maximálne 1 l · s<sup>-1</sup>.

Asi 0,5 km južne od Turčianskej Štiavničky sa nachádza prameň slabej kyselky s Ca–Na–Mg–HCO<sub>3</sub>–SO<sub>4</sub> typom chemického zloženia, celkovou mineralizáciou 3 100 mg · l<sup>-1</sup>, zastúpením CO<sub>2</sub> 700 mg · l<sup>-1</sup> a teplotou 6,5 °C. Minerálna voda obsahuje aj H<sub>2</sub>S, približne na úrovni 1,3 mg · l<sup>-1</sup>. Primárne formovanie chemického zloženia tejto vody prebieha v karbonatickom komplexe mezozoika a na jeho báze so sadrovcami permo-verfenu. Pri výstupe vody sekundárne nastáva čiastočná metamorfóza inovýmenou. Malé množstvo sulfánu vzniká redukčným pôsobením sulfohydrických baktérií na ióny SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (Bujalka et al., 1973).



Obr. 9.1. Prameň Medokýš (MT-23) v Turčianskej Štiavničke (SAŽP, 2006).

Novoupravený (úprava z r. 1997) prameň Turčianska Štiavnička – Medokýš (MT-23; tesne za hranicou územia znázorneného na hydrogeologickej mape, na hydrochemickej mape a mape dokumentácie s číslom 933) sa nachádza vedľa záhrady kaštieľa pri ceste vedúcej z Turčianskej Štiavničky do Sklabinského Podzámku. Prameň je chránený kamenným prístreškom (obr. 9.1). Vodu s obľubou využívajú obyvatelia obce na pitie. Voda je studená, uhličitá, Ca–Na–Mg–SO<sub>4</sub>–HCO<sub>3</sub>, slabo mineralizovaná (3 101,07 mg · l<sup>-1</sup>), s obsahom CO<sub>2</sub> 700,0 mg · l<sup>-1</sup> (Krahulec et al., 1978b).

### **Podhradie**

Asi 150 m jv. od Podhradia sa nachádza viacero neupravených prameňov s minerálnou vodou (MT-12) s Na–Ca–SO<sub>4</sub>–HCO<sub>3</sub> typom chemického zloženia, s celkovou mineralizáciou 3 600 mg · l<sup>-1</sup>, zastúpením CO<sub>2</sub> 950 mg · l<sup>-1</sup> a teplotou 8,0 °C. Formovanie chemického zloženia tejto vody sa uskutočňuje pravdepodobne podobnými procesmi ako v prípade vody v Turčianskej Štiavničke.

#### *Podhradie – Kadlub (MT-11)*

Nachádza sa na jv. okraji obce na pravej strane Podhradského potoka nad vodojemom. Je zachytený v drevenom kadlube (prístrešku). Nad prameňom je drevený prístrešok a jeho okolie je oplotené. Voda sa z neho len zriedka využíva na pitie. Voda je studená, uhličitá, Ca–Na–Mg–HCO<sub>3</sub>–SO<sub>4</sub> typu, slabo mineralizovaná (1 644,05 mg · l<sup>-1</sup>), s obsahom CO<sub>2</sub> 2 320,0 mg · l<sup>-1</sup> (Krahulec et al., 1978b). Vzhľadom na to, že v čase hydrogeologickej dokumentácie z tohto kadluba nebol registrovaný odtok, tento zdroj minerálnej vody nie je v zozname zdokumentovaných prameňov.

#### *Podhradie – Dva pramene (MT-53)*

Pramene sa nachádzajú na ľavom brehu Podhradského potoka asi 10 m nad prameňom MT-11. Nie sú upravené, bývajú zaplavované povrchovou vodou z Podhradského potoka. Nevyužívajú sa. Ani tu v čase hydrogeologickej dokumentácie nebol registrovaný odtok vody, preto ani tento zdroj minerálnej vody nie je v zozname zdokumentovaných prameňov. Naopak, v priestore doliny asi 300 – 500 m povyššie zdrojov MT-11, MT-53 a MT-12 sa zistili viaceré plošné vývery minerálnej vody s mernou elektrickou vodivosťou 1 244 – 1 250 μS · cm<sup>-1</sup>, teplotou 13,7 – 15,3 °C a sumárnou výdatnosťou okolo 1,0 l · s<sup>-1</sup> (pramene zdokumentované pod číslami 1 438, 1 458 a 1 468; pracovné čísla FF-146, FF-135 a FF-141), ako aj ďalšie vývery podzemnej vody v oblasti so zvýšenou mernou elektrickou vodivosťou. Svedčia o významnom prestupe viacej mineralizovanej vody z hlbších kolektorov do kvartérnych aluviálnych sedimentov, kde sa mieša s obvyčajnou, plytšie obiehajúcou podzemnou vodou.

#### *Podhradie – Medokýš (MT-12; dokumentačný bod č. 1 379 na hydrogeologickej mape, pracovné číslo FF-143)*

Prameň sa nachádza asi 30 m západne od prameňa MT-11 pod svahom na ľavej strane Podhradského potoka. Minerálna voda je zachytená vo vydľabanom pni zapustenom v zemi s dreveným poklopom. Hladina je pod úrovňou terénu, voda je mierne zakalená, bez zápachu, má chuť slabej kyselky. Sporadicky sa využíva na pitie (SAŽP, 2006). Je najčastejšie využívaným zdrojom minerálnej vody v obci Podhradie.

Aj kyselky na jv. okraji Martina sú rovnakého typu ako predchádzajúce. Tkáčik (1961) dáva ich pôvod do súvisu s ponoreným mezozoikom Veľkej Fatry. Predpokladá, že do miest výverov minerálna

voda prechádza cez flyšové súvrstvie centrálnokarpatského paleogénu a je usmerňovaná pozdĺžnymi zlomovými líniami mladej tektoniky smeru SSV – JJZ. Keďže zlomy v neogénom plastickom súvrství sú takmer uzavreté, výdatnosť prameňov dosahuje nízke hodnoty ( $2 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

### **Rojkov**

Obec Rojkov a jej okolie je známa množstvom minerálnych prameňov. Najznámejším prameňom je tzv. **Rojkovská travertínová kopa** (travertínový kráter zaplnený vodou). Ďalším zdrojom minerálnej vody je prameň **Kyselka**. V blízkosti hlavného prameňa je celý rad ďalších zdrojov minerálnej vody (tzv. **pramene pri Kyselke I až V**). Poslednou skupinou minerálnej vody v oblasti Rojkova sú tzv. **pramene v rašelinisku**, ktoré bolo vyhlásené za prírodnú rezerváciu.



Obr. 9.2. Prameň Jazero (LM-109) v Rojkove (SAŽP, 2006).

*Rojkov – Jazero (LM-109; dokumentačný bod č. 2 720 na hydrogeologickej mape, pracovné číslo J-40)*

Prameň sa nachádza na južnom okraji obce na svahu. Tento výver je známy aj ako Rojkovská travertínová kopa. Voda vytekajúca z prameňa vytvorila travertínový kráter, ktorý je upravený. Má približne kruhový tvar s priemerom 10 m (obr. 9.2). Dno je nerovné, schodovité a v strede má hĺbku 2 – 3 m. Využívajú ho v lete miestni obyvatelia na kúpanie (teplota vody sa pohybuje okolo  $19 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Prameň bol zaradený k prírodným pamiatkam. Hodnota celkovej mineralizácie

vypočítaná na základe analýzy z júla 2005 bola  $4\,322,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  a obsah voľného  $\text{CO}_2$   $1\,320 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (SAŽP, 2006). Podľa Krahulca et al. (1978b) je voda studená, uhličitá, Ca–Mg– $\text{HCO}_3$ – $\text{SO}_4$  typu, stredne mineralizovaná ( $5\,022,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ), s obsahom  $\text{CO}_2$   $1\,340,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ .

### *Rojkov – Kyselka (LM-112)*

Prameň vyviera na z. okraji obce. Je zachytený v betónovej skruži s poklopom asi 40 m od požiarnej zbrojnice. Voda odteká kovovou rúrkou. V minulosti sa často využíval na pitie, v súčasnosti, aj napriek dobrej chuti minerálnej vody, sa využíva veľmi málo. Voda je číra, studená, uhličitá, veľmi nízko mineralizovaná ( $967,24 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ), s obsahom  $\text{CO}_2$   $2\,250,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , slabo zapácha po sírovodíku, má chuť kyselky (Krahulec et al., 1978b).

### *Rojkov – Pramenisko pri Kyselke (LM-113: zahŕňa pramene LM-113A, LM-113B, LM-113C, LM-113D, LM-113D)*

Pramenisko sa nachádza na rašelinovej lúke na z. okraji obce a tvorí ho 5 neupravených prírodných výverov minerálnej vody. Presný počet prameňov je ťažké zistiť, sú silne zarastené. Viditeľné pramene sú znečistené, so silným povlakom na hladine. Minerálna voda býva ovplyvňovaná zrážkovou vodou a nevyužíva sa. Ich výdatnosť je nízka, sumárne do  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Voda je studená, uhličitá, s veľmi nízkou mineralizáciou,  $375,11 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , a obsahom  $\text{CO}_2$  od  $1\,380 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  do  $2\,000 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ .

### *Rojkov – Kadlub na svahu (LM-110; dokumentačný bod č. 2 712 na hydrogeologickej mape, pracovné číslo J-39A)*

Prameň je asi 80 m na Z od prameňa Jazero. Je zachytený do betónovej skruže s priemerom asi 0,5 m. Voda je studená, uhličitá, veľmi nízko mineralizovaná ( $769,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ), s obsahom  $\text{CO}_2$   $1\,900,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (Krahulec et al., 1978b).



*Rojkov – Prameň nad Kadlubom (LM-111)*

Bol opísaný pri inventarizácii zdrojov minerálnej vody v 60. rokoch 20. storočia (Krahulec, 1978b). Podľa údajov SAŽP (2006) však v súčasnosti neexistuje. Mal by sa nachádzať 10 m nad prameňom LM-110.

*Rojkov – Pramenisko v rašelini (LM-114: zahŕňa pramene LM-114H, LM-114K, LM-114L, LM-114M, LM-114N, LM-114O)*

Pramene sa nachádzajú na rašelinovej lúke v brezovom poraste pod elektrickým vedením vysokého napätia asi 100 m západne od prameniska pri Kyselke (LM-113). Ide o 8 neupravených prameňov minerálnej vody (obr. 9.3). Určiť ich presný počet je problematické, pretože menia svoj tvar, hĺbku



Obr. 9.3. Pramenisko v rašelini (LM-114) v obci Rojkov (SAŽP, 2006).

a veľkosť a vývery sú občas navzájom spojené. Vzhľadom na to, že sú na podmáčanej rašelinovej lúke, zdá sa, že ich počet je väčší ako v skutočnosti. V minulosti sa tu ťažila rašelina, dnes je lokalita vyhlásenou prírodnou rezerváciou. Pramene sú neupravené, zarastené trávami a výverovú oblasť ovplyvňuje zrážková voda pritekajúca po povrchu. Voda z prameniska sa nevyužíva, je studená, uhličitá, veľmi nízko mineralizovaná ( $278,56 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ), s vysokým obsahom  $\text{CO}_2$ , od  $1\,440 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  do  $2\,450 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Obsah  $\text{H}_2\text{S}$  dosahuje v jednom prameni  $1,93 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (SAŽP, 2006).

Na západnej časti vlastného hodnoteného územia Veľkej Fatry nie sú

zistené prirodzené výstupy geotermálnej vody (Franko et al., 1995) a ani z hľadiska ich potenciálneho výskytu územie západnej časti Veľkej Fatry nepatrí k perspektívnym územiám. Bezprostredne za jeho hranicami v Turčianskej kotline sa však nachádzajú významné lokality prirodzených výstupov geotermálnej vody, predovšetkým v Turčianskych Tepliciach s dlhodobou tradíciou ich využívania v kúpeľníctve.

---

## 10. ZÁVER

---

Množstvo podzemnej vody, ktoré sa vyskytuje vo Veľkej Fatre, je z hľadiska svojho celoštátneho významu jedinečné. Nachádza sa tu prameň s najvyššou priemernou výdatnosťou na území Slovenska (Lazce pri Necpaloch s priemernou výdatnosťou  $558,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  za obdobie pozorovania v rokoch 1992 až 2002, na mape má číslo 556, SHMÚ ho vedie pod katalógovým číslom 675), ale aj rozsiahle hydrogeologické štruktúry triasových karbonátov mezozoika tektonických jednotiek veporika (hydrogeologická štruktúra Hrosková – Osičné – Štefanová), tatrika a veporika (hydrogeologická štruktúra medzi Podhradím, Nižným Krátkom a kótou 1 394 Kľak), ale najmä hronika (hydrogeologické štruktúry Tlstej a Kopy). Preto bolo pohorie Veľká Fatra chránené už v dávnejšej minulosti, a to nariadením vlády SSR č. 13/1987 Zb. o niektorých chránených oblastiach prirodzenej akumulácie vôd ako chránená vodohospodárska oblasť (CHVO). Toto územie je však vzhľadom na svoje prírodné bohatstvo ochraňované ešte dlhšie – od roku 1974 ako Chránená krajinná oblasť Veľká Fatra (vyhláška Ministerstva kultúry SSR č. 8/1974 Zb., ktorou sa vyhlasuje Chránená krajinná oblasť Veľká Fatra) a od 1. apríla 2002 ako Národný park Veľká Fatra (nariadenie vlády SR č. 140/2002 Z. z., ktorým sa vyhlasuje Národný park Veľká Fatra). Hlboko pod biotickou zložkou krajiny sa však v rozsiahlych horninových masívoch s krasovo-puklinovou priepustnosťou vo veľkom množstve akumuluje podzemná voda vysokej kvality, ktorá azda v tieni uvedených ochranných opatrení ostane zachovaná. Kvalifikovanej ochrane podzemnej vody však musí predchádzať jej dostatočné poznanie – a na to by mala poslúžiť aj zostavená základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa západnej časti Veľkej Fatry.

Na zostavenie hydrogeologickej mapy západnej časti Veľkej Fatry sa robilo hydrogeologické mapovanie na pracovných mapách v mierke 1 : 10 000, pričom sa dokumentovali prirodzené výstupy podzemnej vody zväčša s výdatnosťou vyššou ako  $0,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V mnohých prípadoch však boli zdokumentované aj vývery, ktoré v čase merania nepresahovali výdatnosť  $0,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Poloha všetkých výverov podzemnej vody, aj menších, vzhľadom na svoju výdatnosť nezdokumentovaných v textovej prílohe, je však zaznačená na mape dokumentačných bodov (príloha 6).

Hydrogeologické mapovanie sa vykonávalo počas leta a jesene rokov 2003, 2004, 2005 a 2006 v časovom rozsahu od 1. do 11. júla 2003, od 7. do 16. júla 2004, od 7. do 20. septembra 2004, od 20. do 29. júla 2005, od 4. do 15. júla 2006 a od 1. do 5. augusta 2006. Prehodnotili sa a využili aj výsledky detailnej hydrogeologickej dokumentácie, ktoré v období od 1. do 11. augusta 2000 a od 6. do 15. septembra 2000 v oblasti Tlstej na JZ územia vykonali pracovníci ŠGÚDŠ v rámci projektu STALAGMITE. Počas terénnych prác v uvedených terénnych sezónach sa zdokumentovalo spolu **2 736** prameňov. Pri každom z týchto prameňov sa zaznamenávala nadmorská výška výveru, dátum zdokumentovania zdroja, teplota vyvierajúcej vody, jej merná elektrická vodivosť v  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ , výdatnosť výveru, teplota vzduchu počas merania, horninové prostredie obehu vyvierajúcej podzemnej vody, typ prameňa, lokalita a prípadné ďalšie pozorovania (zachytenie prameňa pre vodovodnú sieť, resp. na miestne zásobovanie, úprava prameňa, prípadný názov alebo pozorovanie v rámci monitorovacích sietí SHMÚ).

V rámci nesystematických pozorovaní počas hydrogeologického mapovania sa zistila sumárna výdatnosť všetkých prameňov **3 184,43**  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Zdokumentované významné a doteraz **nezachytené** alebo **nepozorované** zdroje podzemnej vody s výdatnosťou vyššou ako  $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  predstavujú spolu v západnej časti Veľkej Fatry sumárnu hodnotu **178,51**  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  (9 prameňov), s výdatnosťou vyššou ako  $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  sumárnu hodnotu **328,69**  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  (41 prameňov) a s výdatnosťou vyššou ako  $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  celkovú hodnotu **623,71**  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  (217 prameňov).

V západnej časti Veľkej Fatry bolo vyčlenených 7 základných hydrogeologických celkov. Tie sa ďalej rozčleňujú na 44 horninových typov, ktoré sú základnými položkami legendy hydrogeologickej mapy. Hydrogeologické celky môžeme zaradiť do piatich základných skupín, ktoré sa podstatne odlišujú spôsobom infiltrácie, sústreďovania a odtoku podzemnej vody. Sú to: a) hydrogeologický celok hornín



kryštalínika, hydrogeologický celok pestrých mezozoických sedimentov a hydrogeologický celok paleogénnych sedimentov s obehom podzemnej vody charakteristickým pre hydrogeologický masív; b) hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika s krasovo-puklinovým a krasovým typom obehu podzemnej vody; c) hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov so zmiešaným obehom podzemnej vody v komplexne prepojených zvodnencoch s puklinovým a medzizrnovým typom priepustnosti; d) hydrogeologický celok neogénnych sedimentov s obehom podzemnej vody viazaným na zvodnence s medzizrnovým typom priepustnosti, s trendom vytvárania napätých zvodní; e) hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov s obehom podzemnej vody s voľnou alebo len mierne napätou hladinou v prostredí s medzizrnovým typom priepustnosti.

Prevažné množstvo podzemnej vody obiehajúcej vo Veľkej Fatre prúdi cez vápence a dolomity stredného a vrchného triasu (hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika), pričom však cirkuluje v jednotlivých, navzájom hydraulicky oddelených tektonických jednotkách budujúcich pohorie. Tu sme podľa predpokladanej ucelenosti všetkých častí obehového cyklu podzemnej vody vyčlenili jednotlivé hydrogeologické štruktúry. V západnej časti pohoria boli rozpoznané väčšie hydrogeologické štruktúry triasových karbonátov veporika v oblasti Katovej skaly, triasových karbonátov veporika medzi kótou Vrchmúr (890 Smrekové) a Podhradím, triasových karbonátov veporika v oblasti kót Beňkova (1 045 Viecha) a Brdce (1 126), triasových karbonátov tatrika medzi kótami Prieložnica (1 097) a Kľak (1 384), triasových karbonátov veporika medzi kótou Chládkové (1 240) a dolinou Nižné Krátko, triasových karbonátov tatrika v oblasti kóty Kečka (932) a dolinou Turecké na z. svahoch Ľubochnianskej doliny, triasových karbonátov hronika oblasti kóty Kopa (1 187), triasových karbonátov veporika v oblasti kót Hrosková (1 043), Osičné (1 107) a Štefanová (1 305), triasových karbonátov hronika medzi Suchým vrchom (1 550) a Koniarkami a triasových karbonátov hronika v širokom okolí kóty Tlstá (1 373).

Z týchto hydrogeologických štruktúr je najrozsiahlejšia a vodárensky najdôležitejšia hydrogeologická štruktúra triasových karbonátov hronika v širokom okolí kóty Tlstá (1 373) – **hydrogeologická štruktúra Tlstej** s plochou 122,8 km<sup>2</sup> v rámci západnej časti Veľkej Fatry. Tu vystupuje niekoľko dôležitých využívaných prameňov v Blatnickej doline (č. 402 Krahulčie, č. 184 Vlčie bralo, č. 213 Blatnická dolina 3/Blatnica 3, č. 268 a 269 Mokrá Jasenok nad chatou a pod chatou, č. 370 Pod Krahulčie/Podkrahulčie), ale aj v oblasti Žarnovickej doliny (pramene č. 282 Rožková/Rošková a č. 396 Vodopády). Napriek tomu je celkový odtok vo forme prameňov z tejto štruktúry relatívne nízky, merný odtok vo forme prameňov sa tu pohybuje medzi 5 – 6 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>. V tejto oblasti je však značný podiel podzemnej zložky odtoku v povrchových tokoch. Vzhľadom na prevažne dolomitový charakter triasových karbonátov hronika v tejto štruktúre predpokladáme, že väčšina podzemnej vody skryto a pomerne rovnomerne postupne prestupuje do povrchových tokov. Merania prietoku Blatnického potoka a výsledky hydrogeologického mapovania v Turčianskej kotline nepreukázali významné prestupy podzemnej vody do územia v Turčianskej kotline (mimo pohoria).

V oblasti medzi kótami Hrosková (1 043), Osičné (1 107) a Štefanová (1 305) medzi Necpalmi a Ľubochnianskou dolinou vystupujú na celkovej ploche 34,5 km<sup>2</sup> vápence a dolomity veporika **hydrogeologickej štruktúry Hrosková – Osičné – Štefanová** (s príslahlými, hydraulicky súvisiacimi povodiami 43,491 km<sup>2</sup>). Z tohto prostredia vyviera prameň s najväčšou priemernou výdatnosťou na území Slovenska – vodárensky využívaný **prameň Lazce** v Necpalskej doline (č. 556; podľa údajov SHMÚ mal v rokoch 1992 až 2002 priemernú výdatnosť **558 l · s<sup>-1</sup>**, rozkyv medzi 324 – 1 370 l · s<sup>-1</sup>). Časť vody tohto prameňa však pochádza z ponoreného povrchového toku z hornej časti severnejšej Belianskej doliny.

Počas prác podrobného hydrogeologického mapovania sa vyvrátil starší predpoklad, že podzemná voda triasových karbonátov hronika v oblasti kóty Kopa (1 187) skryto prestupuje do iných území. Dokumentácia všetkých prameňov viazaných na prostredie **hydrogeologickej štruktúry Kopy** (15,5 km<sup>2</sup>) ukázala, že merný odtok z prameňov 9,8 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> je v súlade s priemernými ročnými efektívnymi zrážkami (9,5 l · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>). Z tejto hydrogeologickej štruktúry odtieká v zdokumentovaných prameňoch celkovo 152,4 l · s<sup>-1</sup> podzemnej vody, spomedzi nich sú najvýznamnejšie vodárensky zachytené pramene č. 2 104 Teplička/Teplica v Krpeľanoch, ako aj pramene č. 2 540 Fatra a č. 2 721 Korbelka v Ľubochni.

Hydrogeologické mapovanie v oblasti Hradskej doliny nad obcou Podhradie preukázalo výstupy podzemnej vody s vyššou mineralizáciou, o ktorých predpokladáme, že pochádzajú z bilančne deficitnej hydrogeologickej štruktúry triasových karbonátov tatrika medzi kótami Prieložnica (1 097) a Kľak (1 384; **hydrogeologická štruktúra Prieložnica – Kľak**), hoci v ich okolí vystupujú karbonáty veporika. Predpokladáme, že tento výstup je podmienený hlbšie založeným zlomom prechádzajúcim dolinou, ktorý sa prejavuje pravdepodobne aj vo zvýšenom obsahu voľného CO<sub>2</sub> vo vode vodárensky využívaného prameňa č. 1 504 Dolina/Hradská v Podhradí.

V západnej časti Veľkej Fatry sa potvrdila dôležitá hydraulická funkcia jurských vápencov ako drenážneho prvku titónsko-neokómskeho slienitého nadložja – relatívne nový hydrogeologický poznatok, pozorovaný aj vo východnej časti pohoria (Malík a Kordík, 1999). Zaznamenali sa aj významné svahové poruchy v horninovom prostredí tvorenom slienitými vápencami spodnej kriedy až vrchnej jury (Dedošova dolina) a vo svahoch budovaných horninami karpatského keuperu na viacerých miestach pohoria. Formovanie svahových pohybov je pritom sprevádzané vznikom pomerne hustej siete otvorených obehových ciest podzemnej vody. Pri tom sa vytvárajú podmienky na cirkuláciu podzemnej vody aj v množstve, ktoré nie je typické pre analogické horninové prostredie v iných regiónoch Slovenska.

V obci Podhradie vystupujú aj na území Veľkej Fatry málo zastúpené vývery minerálnej vody – pramene zdokumentované pod č. 1 379, 1 438, 1 458 a 1 468. Ďalšie pramene sú v oblasti Turčianskej Štiavničky (č. 933) a v oblasti Rojkova na severe územia (č. 2 720 a 2 712).

Cieľom tejto práce bolo aj zostavenie hydrogeochemickej mapy západnej časti Veľkej Fatry na základe výsledkov chemického zloženia podzemnej vody v oblasti. Mapa bola zostavená v zmysle metódy Rapanta a Bodiša (2003) a s využitím podkladov geologickej mapy (Polák et al., 1997). Kompletný hydrogeochemický dokumentačný materiál použitý na zostavenie mapy predstavuje celkovo 705 chemických analýz podzemnej vody.

Podzemná voda regiónu geneticky patrí k **vodám s petrogénnou mineralizáciou**, t. j. hlavnú a najcharakteristickejšiu časť svojho chemického zloženia získava prostredníctvom reakcií prebiehajúcich na fázovom rozhraní voda – hornina. Pri hodnotení hydrogeochemických pomerov boli na základe geologicko-tektonických a hydrogeologických pomerov územia vyčlenené nasledujúce **hydrogeochemické skupiny podzemnej vody**:

- *podzemná voda s karbonátogénnou mineralizáciou* s obehom v mezozoických komplexoch Veľkej Fatry (dolomity, vápence); v prípade koncentračných akumulácií sadrovca, prípadne anhydritu bola zdokumentovaná *podzemná voda s karbonátogénno-sulfátogénnou mineralizáciou*, s obehom predovšetkým v horninovom prostredí karpatského keuperu;
- *podzemná voda so silikátogénnou, prípadne silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou* s obehom v kryštaliniku Veľkej Fatry a v príľahlom lúžňanskom súvrství (mezozoikum – trias); v podzemnej vode lúžňanského súvrstvia prestupujúcej polohami karbonatických hornín bola zaznamenaná *silikátogénno-karbonátogénna mineralizácia*;
- *podzemná voda so silikátogénnou, resp. silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou* s obehom vo vulkanickom neogéne;
- *podzemná voda so silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou* s obehom v horninovom prostredí neogénnych a paleogénnych sedimentov a fluviaálnych sedimentov kvartéru.

V **podzemnej, antropogénne neovplyvnenej vode** prvého zvodneného horizontu vzhľadom na dominujúce procesy tvorby chemického zloženia **prevláda** (viac ako 95 % analýz) **A<sub>2</sub> základný výrazný a nevýrazný Ca–HCO<sub>3</sub>, prípadne Ca–Mg–HCO<sub>3</sub> typ** chemického zloženia. V necelých 5 % vzoriek je v podzemnej vode zastúpený zvýšený podiel zložky S<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>) (viac ako 20 ekv. %).

**Najvyššou priemernou koncentráciou** väčšiny základných iónov, ako aj hodnotami celkovej mineralizácie (hodnoty zvyčajne vyššie ako 500 mg · l<sup>-1</sup>) sa vyznačuje podzemná voda sedimentárneho neogénu a paleogénnych súvrství (predstavuje však veľmi malú skupinu údajov). Osobitnú skupinu, v území dominantnú, tvorí podzemná voda mezozoika s karbonátogénnou mineralizáciou, s pomerne vyrovnaným zastúpením rozpustených látok (priemerné hodnoty celkovej mineralizácie vyčlenených hydrogeochemických skupín sa pohybujú v rozpätí od 337 do 395 mg · l<sup>-1</sup>, s výnimkou podzemnej vody lúžňanského súvrstvia s priemernou hodnotou celkovej mineralizácie 182 mg · l<sup>-1</sup> a karpatského keuperu

s hodnotou  $431 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). **Výrazne najnižšia priemerná hodnota** celkovej mineralizácie bola vypočítaná v prípade podzemnej vody kryštalinika ( $101,6 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ), ktorej zodpovedá aj najnižšia priemerná koncentrácia väčšiny základných iónov.

Prírodný charakter prostredia obehu podzemnej vody podmieňuje ich **veľmi dobré kvalitatívne vlastnosti**. V zmysle požiadaviek na vodu používanú na pitie (vyhláška č. 151/2004) sa z „negatívneho“ vplyvu horninového prostredia v študovanom území najvýraznejšie prejavuje nízka geochemická aktivita hornín kryštalinika. Jej dôsledkom je nedosýtenosť a agresívne vlastnosti podzemnej vody (nízke hodnoty celkovej mineralizácie a  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  – „tvrdosti“ vody). „Negatívne“ môže kvalitu podzemnej vody ovplyvňovať horninové prostredie karpatského keuperu v prípade, ak obsahuje polohy evaporitov (sadrovec, resp. anhydrit). V takomto prípade sa podzemná voda môže výrazne obohacovať o síranovú zložku (maximálna zistená koncentrácia síranov bola  $534 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Koncentrácia stopových prvkov v podzemnej vode je veľmi nízka a v mnohých prípadoch nedosiahla hranicu analytickej stanoviteľnosti. Viacnásobné prekročenia limitnej koncentrácie sa zaznamenalo len pri stopových prvkoch  $\text{Fe}_{\text{celk}}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  a  $\text{Al}^{3+}$ . Obsah  $\text{Fe}_{\text{celk}}$  a  $\text{Mn}^{2+}$  v podzemnej vode môže okrem prírodných daností oblasti podmieňovať čiastočne kontaminácia z výstroja vrtu. V prípade hliníka je možné nadlimitnú koncentráciu v rozpätí od  $0,2$  do  $0,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  považovať prakticky za prírodnú. V oblasti Veľkej Fatry sa zistila v 9 prameňoch koncentrácia  $\text{Al}^{3+}$  vyššia ako  $0,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , v ktorých sa však tak isto nepredpokladá sekundárny prínos tohto parametra do podzemnej vody. Zložitosť podmienok prítomnosti  $\text{Al}^{3+}$  v podzemnej vode dokumentujú hodnoty obsahu  $\text{Al}^{3+}$  vo filtrovaných vzorkách, ktoré, okrem jednej výnimky, sú nižšie ako normovaná hodnota (z tohto hľadiska by sa mal v budúcnosti na takýto účel hodnotenia stanovovať filtrovaný hliník). **Antropogénne znečistenie** v podzemnej vode západnej časti bolo zdokumentované len ojedinele a prejavilo sa najmä zvýšenou koncentráciou niektorých indikátorov sekundárneho ovplyvnenia (dusičnany, chloridy, sírany, resp. draslík).

V prevažnej časti územia (až takmer 92 %) sa vyskytuje podzemná voda **najlepšej triedy kvality A**. Plošné rozšírenie podzemnej vody triedy kvality A sa viaže prakticky na všetky horninové prostredia jej obehu, s výnimkou kryštalinika. Podzemná voda triedy kvality A v plnom rozsahu vyhovuje všetkým ukazovateľom podľa vyhlášky MZ SR č. 151/2004 pre pitnú vodu.

V ostatnej časti územia (približne 8 %) bola plošne vyčlenená **trieda kvality B** podzemnej vody. Viaže sa na oblasť podzemnej vody kryštalinika so silikátogénnou mineralizáciou a je rozšírená najmä v centrálnej časti územia. Pre podzemnú vodu triedy kvality B sú typické nízke hodnoty tvrdosti vody (suma obsahu  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) a celkovej mineralizácie, ktoré sú odrazom nízkej efektivity mineralizačných procesov. Aj napriek týmto vlastnostiam je podzemná voda po jednoduchej úprave vhodná na pitné účely.

---

# 11. LITERATÚRA

---

## A

- Andrusov, D., 1938: Geologie Slovenska. Praha, Nakl. Sbor. pro výzkum Slovenska a Podkarpatské Rusi při Slovanském Ústavu v Praze, 111 s.
- Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 188 s.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline off the structure of the West Carpathians. Guide-book for geol. Excur. 10 Congr. Carp. Balk. Geol. Ass. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 48 s.
- Atlas krajiny SR (kolektív autorov), 2002: Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP – Banská Štiavnica, Esprit, 344 s.
- Atlas SSR (kolektív autorov), 1980. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 296 s.
- Auxt, A., Klúz, M., Šalagová, V., Beracko, I., Galisová, M., Dorčík, G., Szabová, H., Urbaník, J. a Berzáková, M., 1997: Neovulkanity Kremnických vrchov – severná časť, vyhl'adávací hydrogeologický prieskum. Ingeo Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 82 082), 133 s.

## B

- Backman, B., Bodiš, D., Lahermo, P., Rapant, S. a Tarvainen, T., 1998: Application of a groundwater contamination index in Finland and Slovakia. Environmental Geol. (Berlin – New York), 36, 55 – 64.
- Banský, M., Kullman, E., Malatinský, K. a Potyš, Z., 1969: Výpočet zásob podzemných vôd Malej a Veľkej Fatry v kategórii D. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 21 082), 87 s.
- Beudant, F. S., 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818, 1 – 4, Paris, Libraire quai (Atlas 1828).
- Biely, A. (ed.), Beňuška, P., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Klinec, A., Lukáčik, E., Miko, O., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M., Vozárová, A., Vozár, J. a Maglay, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8403), 342 s.
- Bodiš, D., Lopašovská, M., Lopašovský, K. a Rapant, S., 2000: Chemické zloženie snehovej pokrývky na Slovensku – výsledky 25-ročného pozorovania. Slovenská hydrogeologická konferencia, Herľany. Podzemná voda (Bratislava), X, 2, 162 – 173.
- Bodiš, D., Lopašovská, M., Slaninka, I. a Kordík, J., 2003: Monitorovanie snehovej pokrývky Slovenska. In: Klukanová, A., Iglárová, E., Wagner, P., Ondrášik, M., Liščák, P., Matys, M., Vlčko, J., Kováčiková, M., Hrašna, M., Bodiš, D., Moczo, P., Smolárová, H., Antal, J., Cipciar, A., Dananaj, I., Durmeková, T., Frankovská, J., Helma, J., Jelínek, R., Maas, P., Ondrejka, P., Labák, P., Pauditš, P., Petro, L., Poláščinová, E., Rozimant, K., Gajdoš, V., Scherer, S., Slaninka, Kordík, J., Vanko, J. a Král, J., 2003: Čiastkový monitorovací systém – geologické faktory. Správa za rok 2003. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bubeník, I., 1964: Hydrogeologické pomery mezozoika a kryštalínika západnej časti Veľkej Fatry. Katedra inžinierskej geológie a hydrogeológie PrIF UK Bratislava – diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 12 671), 61 s.
- Bublinec, E., 1973: Akumulácia živín a makroelementov v nadzemskej biomase drevín hrabovej dúbavy. Manuskript. Zvolen, archív VÚLV.
- Bujalka, P. a Drobáň, V., 1959: Hydrogeologické posúdenie prameňa „Lazce“ v Necpalskej doline. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 6 523).
- Bujalka, P., Litva, J. a Potyš, Z., 1973: Turčianska kotlina – vyhl'adávací hydrogeologický prieskum – záverečná správa. IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 33 690), 222 s.
- Bujnovský, A. a Lukáčik, E., 1980: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Korytnica – kúpele. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 46 359), 84 s.
- Bujnovský, A., Gross, P., Lukáčik, E., Kullman, E. a Hanáček, J., 1978: Vysvetlivky ku geologickej mape, list M-34-99-D-c Ružomberok. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 42 252), 152 s.
- Bujnovský, A., Lukáčik, E., Hanáček, J., Dovina, V., Kullman, E. a Stankovič, J., 1983: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 36-124 Donovaly 4. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 56 130), 86 s.
- Bujnovský, A., Gross, P., Vaškovský, I., Kohút, M., Fojtík, I., Gašpariková, V., Vozárová, A., Kullman, E. a Modlitba, I., 1985: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 26-344 Ružomberok 4 (Malá Smrekovica). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 61 496), 155 s.
- Bujnovský, A., Fojtík, I., Kohút, M., Sýkora, M., Jánová, V., Hanáček, J., Dovina, V., Modlitba, I. a Vaškovský, I., 1988: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 26-343 Ružomberok 3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 67 978), 103 s.
- Bujnovský, A., Polák, M., Boorová, D., Buček, S., Filo, I., Kohút, M., Liščák, P., Malík, P., Pristaš, J., Vozár, J. a Vozárová, A., 1995: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 36-123 Krížna, časť listu 36-141 Staré Hory. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 83 318), 101 s.
- Bvocová, T., 2002: Hydrogeologické pomery Gaderského potoka. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 85 440), 64 s.
- Bystrický, J., 1955: Hydrogeologické posúdenie prameňa Lazce v Necpalskej doline v západnej časti Veľkej Fatry. Manuskript. – Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 2 796).

Bystrický, J., 1956a: Príspevok k tektonickej stavbe Veľkej Fatry. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 6, 76 – 79.

Bystrický, J., 1956b: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 6, 80 – 85.

## Č

Černák, R., Kordík, J., Bottlik, F., Havrila, M., Helma, J., Kohút, M. a Šimon, L., 2004: Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

## D

Discantinyová, E., Kveták, Š. a Gavurník, J., 1988: Návrh prameňov do základnej pozorovacej siete v oblasti Veľkej Fatry. Manuskript. Bratislava, archív SHMÚ.

Dornyay, B., 1912: Földtani kirándulásaink Rózsahegy város környékén. Különyomat a rózsahegy római kath. főgimnázium 1911 – 1912 tanéből.

Dornyay, B., 1913: Rózsahegy környékének földtani viszonyairól. Budapest.

Dornyay, B., 1917: Zur Altersfrage des "Chocsdolomites". Centr. Min. etc., 8, 179.

Dornyay, B., 1918: Geologische Bemerkungen zur Umgebung von Rózsahegy. Jber. Kön. ungar. geol. Reichsanst. 1916 (Budapest).

Dujčík, J. a Vrábľová, M., 1987: Martin – Lazce, hydrogeologický posudok, cieľ: posúdenie a návrh na zachytenie prebytkov využívaného prameňa. IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 66 790).

## F

Fatul, R., Hornung, T., Modlitbová, O. a Urbanec, J., 1968: Podhradie – minerálny prameň, hydrogeologická štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 19 179), 7 s.

Fendeková, M. a Fendek, M., 1999: Killeho metóda – teória a prax. Podzemná voda (Bratislava), V, 2, 77 – 87.

Filo, J., 1982: Využitie geoelektrických metód pri riešení niektorých inžiniersko-geologických problémov. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 52 258), 44 s.

Filo, J. a Švastová, D., 1994: Termometrické merania na vybraných lokalitách, záverečná správa za geofyzikálny prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 79 239).

Fľaková, R., 1995: Vplyv hydrogeologických pomerov na kvalitatívny režim podzemných vôd. In: Zborník zo 7. konferencie mladých hydroológov. Bratislava, SHMÚ, 185 – 191.

Fľaková, R., 1998: Hydrogeochemická charakteristika puklinovo-krasových vôd juhovýchodnej časti Veľkej Fatry. Podzemná voda (Bratislava), IV, 1, 23 – 41.

Foltán, J., 1983: Geofyzikálny výskum povodia Hrona, Hornádu, Podhradského potoka a Néc pálskeho potoka – hydrogeológia, záverečná správa za rok 1982, termometrické merania. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 55 112), 11 s.

Franko, O., 1959: Návrh na dočasné ochranné pásmo pre kúpele Turčianske Teplice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Franko, O., Gazda, S. a Michalíček, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych a termálnych vôd Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 230 s.

Franko, O., Bodiš, D., Gazda, S. a Michalíček, M., 1979: Hydrogeologické vyhodnotenie Západných Karpát z hľadiska výskytu minerálnych vôd. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 45 517), 62 s.

Franko, O., Kolářová, M. a Mateovič, L., 1985: Mapa minerálnych vôd ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra – Praha, Úst. geol., mapový list.

Franko, O., Fusán, O., Král, M., Remšík, A., Fendek, M., Bodiš, D., Drozd, V. a Vika, K., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 263 s.

Ftorková, M. a Golisová, J., 1990: Hydrogeologická preskúmanosť a predpoklad možnosti získania kvalitných zdrojov pitnej vody v okrese Martin, štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 74 918).

## G

Garrels, R. M., 1960: Mineral Equilibria at Low Temperature and Pressure. New York, Harper Brothers, 254 s.

Gašparik, J., Rakús, M., Planderová, E., Lexa, J. a Vaškovský, I., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 ochranného rajónu kúpeľov Turčianske Teplice, čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 56 845), 27 s.

Gašparik, J., Halouzka, R., Bujnovský, A., Fojtík, I., Gorek, J., Haško, J., Lexa, J., Miko, O., Polák, M. a Rakús, M., 1993: Geologická mapa Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Gašparik, J., Halouzka, R., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Klukanová, A., Žáková, E., Horniš, J. a Ondrejčíková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.

Gazda, S., 1965: Rozpúšťacia schopnosť vody a jej význam pre tvorbu chemizmu podzemných vôd a roztokov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 251 s.

Gazda, S., 1972: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. In: Hydrogeologická ročenka 1970 – 1971. Bratislava, 122 – 126.

Gazda, S., 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a ich genetická klasifikácia. In: Materiály z III. celoslovenskej hydrogeologickej konferencie. Sekcia hydrogeológia. Bratislava, SGÚ, 43 – 50.

Gazda, S. a Kullman, E., 1964: Hydrogeochemia podzemných vôd vápencovo-dolomitických komplexov mezozoika Západných Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 32, 29 – 46.

- Gedeon, M., 1999: Vyčlenenie podzemného odtoku modifikovanou Fosterovou metódou. Podzemná voda (Bratislava), V, 2, 88 – 93.
- Gubanová, G., 2002: Hydrogeologické pomery Blatnického a Žarnovického potoka. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 85 442), 78 s.

## H

- Hanudel'ová, Z., 1988: Typológia štruktúr zosuvných svahov severnej časti Veľkej Fatry. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 70 076).
- Hanzel, V., Kullman, E., Dovina, V., Franko, O., Škvarka, L. a Vrana, K., 1984: Podzemné vody Slovenska a prognózy ich využitia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 60 252), 726 s.
- Havrila, M., 1979: Geologické pomery Belianskej doliny vo Veľkej Fatre. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 43 312), 47 s.
- Havrila, M., Filo, I., Kohút, M., Lexa, J., Maglay, J., Vozár, J., Vozárová, A. a Buček, S., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Staré Hory (36-141) a časť listu Krížna (36-123). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 83 415), 96 s.
- Hotra, I., 1982: Riešenie problematiky ochrany zdroja „Tunel“ PSV – podklady pre odbornú skupinu schválenú P-S KNV zo dňa 15. 12. 1982. Manuskript. Banská Bystrica, archív StVaK.
- Hrabovec, M., 1982: Blatnica – Bujačia Lúka – vyhodnotenie čerpacej skúšky pre JRD Blatnica, podrobný hydrogeologický prieskum, účel: zistenie kvality vody a výdatnosť kopanej studne pre potreby JRD. Pôdohospodársky projektový ústav Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 53 763), 6 s.
- Hrabovec, M., 1987: Turčianske Teplice – podrobný hydrogeologický prieskum pre Agrokomplex na zabezpečenie pitnej vody v Dolnej Štubni. Pôdohospodársky projektový ústav Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 71 088).
- Hyánková, K., Fľaková, R., Gulišová, D. a Ženišová, Z., 1993: Zmeny kvalitatívnych vlastností vôd puklinovo-krasových obehov v karbonátoch mezozoika. In: Zborník z vedeckej konferencie Vodné Zdroje a ich ochrana. Bratislava, STU, 257 – 267.
- Hyánková, K., Ženišová, Z., Gulišová, D. a Fľaková, R., 1994: Water quality of Podzemný tok and Jergaly springs. In: COST 65 Management Committee Meeting – Excursion Guide Donovaly, 34 – 45.
- Hynie, O., 1963: Hydrogeologie ČSSR, díl II.: Minerální vody. Praha, Vyd. ČSAV.

## I

- Ilavský, R., 1991: Vodná nádrž (VN) – Lubochňa, orientačný inžinierskogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 76 545).
- Ilavský, J. a Červeňová, Ž., 1952: Geologické štúdie na západnom svahu Veľkej Fatry. Geol. Práce, Soš. (Bratislava), 30, 5 – 60.

## J

- Jaroš, B., 2004: Hydrogeologické pomery povodia Belianskeho potoka vo Veľkej Fatre. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 85 438), 70 s.
- Jaroš, J., Candra, J., Čepek, P., Fajst, M., Koutek, J., Kubíný, D., Láznička, P., Mísař, Z., Náprstek, V., Pacltová, B., Smolíková, L. a Šimůnek, P., 1966: Vysvětlivky k listu 1 : 50 000 Banská Bystrica (M-34-111-C). Závěrečná správa, Praha 1966. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 17 346), 357 s.
- Jetel, J., 1985: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. Metod. Příruč. Ústř. Úst. geol. (Praha), 1, 147 s.
- Jetel, J., 1990: Praktické důsledky priestorovej neuniformity prietochnosti pri povrchovej zóny v hydrogeologickom masíve. Geol. Průzk. (Praha), 32, 2, 42 – 45.
- Jetel, J., 1995: Utilizing Data on Specific Capacities of Wells and Water-Injection Rates in Regional Assessment of Permeability and Transmissivity. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1/95, 7 – 18.

## K

- Káčer, Š., Antalík, M., Lexa, J., Zvara, I., Fritzman, R., Vlachovič, J., Bystrická, G., Brodianska, M., Potfaj, M., Madarás, J., Nagy, A., Maglay, J., Ivanička, J., Gross, P., Rakús, M., Vozárová, A., Buček, S., Boorová, D., Šimon, L., Mello, J., Polák, M., Bezák, V., Hók, J., Teťák, F., Konečný, V., Kučera, M., Žec, B., Elečko, M., Hraško, L., Kováčik, M. a Pristaš, J., 2005: Slovenská republika – digitálna geologická mapa v M 1 : 50 000 a 1 : 500 000. CD + manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 86 510), 42 s.
- Kamenická, A., 1999: Hydrogeologické pomery Veľkej Fatry v území medzi Ružomberkom a Lubochňou. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry hydrogeológie PriF UK, 89 s.
- Kettner, R. a Hynie, O., 1924: Tektonické studie u Motyček a Jelenců na Slovensku. Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha), 33, 22, 1 – 5.
- Klago, M., Matejčková, E. a Fabián, V., 1976: Mošovce – balneologický prieskum, vyhľadávací prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 37 593), 32 s.
- Klúz, M., Fričková, M., Drahoš, I. a Kovařík, K., 1987: Turčianska kotlina – Mošovce – predbežný hydrogeologický prieskum, cieľ: získanie pitnej vody. IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 63 661), 85 s.
- Kohút, M., 1989: Tektonické deformácie na styku kryštalinika a mezozoika sz. časti Veľkej Fatry. Miner. slov. (Bratislava), 21, 6, 538.
- Kohút, M., 1992: The Veľká Fatra granitoid pluton – an example of a Variscan zoned body in the Western Carpathians. In: Special volume of IGCP Project No 276 – The Palaeozoic geodynamic domains: Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. Ed. by J. Vozár. Bratislava, Dionýz Štúr Inst. Geol., 79 – 92.



- Kohút, M., 1996: Geológia Ľubochňianskeho masívu Veľkej Fatry. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 115 s.
- Kohút, M. a Lučeničová, L., 1990: Geológia Ľubochňianskeho granitoidného masívu Veľkej Fatry (časť I. Petrografia a geochemia). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 69 s.
- Kohút, M., Carl, C. a Michalko, J., 1993: Izotopový výskum granitoidných hornín Veľkej Fatry a navrhovaný geodynamický model (Západné Karpaty, Slovensko). In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát – Zborník referátov zo seminára uskutočneného 17. a 18. 12. 1992. Ed. by J. Vozár a M. Rakús. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 175 – 188.
- Kolektív autorov, 1972: Klimatické a fenologické pomery Stredoslovenského kraja. Bratislava, Hydrometeorologický ústav, 431 s.
- Kordík, J., 2004: Hydrogeochemická mapa pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000. In: Černák, R., Kordík, J., Bottlik, F., Havrila, M., Helma, J., Kohút, M. a Šimon, L., 2004: Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kordík, J., 2005: Hydrogeochemická mapa Turčianskej kotliny v mierke 1 : 50 000. In: Michalko, J., Kordík, J. a Bottlik, F., 2005: Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa Turčianskej kotliny v mierke 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kordík, J. a Slaninka, I., 2005a: Mapa kvality prírodných vôd – základné princípy zostavenia digitálnej vektorovej mapy. Podzemná voda (Bratislava), XI, 1, 64 – 77.
- Kordík, J. a Slaninka, I., 2005b: Mapa kvality prírodných vôd regiónu Myjavská pahorkatina a Biele Karpaty. Príloha 3.0 k záverečnej správe, 92 s. In: Ondrášik, M., Smolárová, H., Čížek, P., Gluch, A., Marsina, K., Siráňová, Z., Kordík, J., Slaninka, I., Marcin, D., Malík, P., Švasta, J., Potfaj, M., Dlapa, P., Ďuriš, M., Juráni, B., Mičuda, R., Šimkovic, I., Frankovská, J., Dananaj, I., Liščák, P., Jelínek, R., Paudítš, P., Ondrejka, P., Šefčíková, B., Iglárová, L., Magalová, D., Okoličányiová, K., Pristaš, J. a Hók, J., 2005: Súbor regionálnych map geologických faktorov životného prostredia regiónu Myjavská pahorkatina a Biele Karpaty. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 86 620), 78 s.
- Kordík, J. a Slaninka, I., 2006: Forma odovzdávania hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000 v rámci projektu 12-02-9/200 Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, nepublikované.
- Koutek, J., 1930: Geologické studie na severozápadu Nízkých Tater. Zvláštny otisk ze Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., (Praha), 9.
- Koutek, J., 1937: O tektonickém okně starohorském u Baňské Bystrici. Sbor. Št. ban. Muz. (B. Štiavnica), 1, 83 – 87.
- Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978a: Minerálne vody Slovenska, balneografia a krenografia, 1. Martin, Osveta, 456 s.
- Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978b: Minerálne vody Slovenska, 2. Martin, Osveta, 1 040 s.
- Krauschneider, J., 1984: Odvodnenie pozemkov ŠM Martin, podrobný hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 58 678), 26 s.
- Krauschneiderová, M., Drahoš, M. a Fričková, M., 1979: Turčianska kotlina – Ležiachov – predbežný hydrogeologický prieskum, účel: overenie prírodných zásob podzemných vôd. IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 45 262), 104 s.
- Kubíny, D., 1958: Kryštalínium Veľkej Fatry. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 11 s.
- Kullman, E., 1987: Hodnotenie podzemných vôd puklinovo-krasových hydrogeologických štruktúr bilančnými metódami. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 65 118), 104 s.
- Kullman, E., 1989: Hydrological balances in fissure-karstic hydrogeological structures. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 8, 25 – 66.
- Kullman, E., 1990: Krasovo-puklinové vody. Karst-fissure waters. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 184 s.
- Kullman, E., 2000: Nové metodické prístupy k riešeniu ochrany a ochranných pásiem zdrojov podzemných vôd v horninových prostrediach s krasovo-puklinovou priepustnosťou. Podzemná voda (Bratislava), VI, 2, 31 – 41.
- Kullman, E. a Gazda, S., 1973: Základný hydrogeologický výskum západných svahov Veľkej Fatry a juhovýchodných svahov Malej Fatry (príľahlá časť k Turčian. kotline). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 32 813), 106 s.
- Kullman, E. a Petráš, I., 1979: Výtokové pomery prameňov a ich vzťah k horninovému prostrediu. Zbor. Prác Hydrometeor. Úst. (Bratislava), 13, 308 s.
- Kullman, E. a Petráš, J., 1975: Čiary vyčerpávania prameňov a ich využitie pre hydrogeologickú charakteristiku horninového prostredia. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 66, 211 – 238.
- Kullman, E. a Rakús, M., 1982: Správa o možnostiach optimálneho zachytenia podzemných krasových vôd drénovaných vrcholovým harmaneckým tunelom. Manuskript. Banská Bystrica, archív StVaK.
- Kullman, E., Dovina, V., Škvarka, L., Gazda, S. a Rapant, S., 1978: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list 36 – Banská Bystrica, čiastková záverečná správa. Názov úlohy: Základný hydrogeologický výskum spojený s edíciou hydrogeologických máp. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 44 163), 472 s.
- Kullman, E. ml., Malík, P. a Patschová, A., 2004: Transpozícia rámcovej smernice o vodách 2000/60/ES a jej dopad na hodnotenie podzemných vôd na Slovensku. Podzemná voda (Bratislava), X, 1, 6 – 13.

## L

- Lenártová, J., 1967: Posúdenie zmien hladiny podzemnej vody v Kral'ovanoch vplyvom vodného diela Krpeľany. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 50 189).
- Litva, J. a Pohánková, V., 1975: Horná Štubňa – kameňolom, vyhľadávací hydrogeologický prieskum, cieľ: pitná voda. IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 34 940), 5 s.
- Litva, J. a Potyš, Z., 1974: Skalná dolina – pioniersky tábor, hydrogeologický prieskum, cieľ: zhodnotenie pramennej oblasti v okolí rekreačného areálu pionierskeho tábora. IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 32 334), 10 s.
- Lošonská, M., 1982a: Ľubochňa – bytové objekty, inžinierskogeologický prieskum a hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 54 476).

- Lošonská, M., 1982b: Lubochňa – 2 x 8 bytových jednotiek, inžinierskogeologický prieskum a hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 54 477).
- M**
- Mahel', M., 1946: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Harmanec. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava).
- Mahel', M., 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce Št. Geol. Úst. (Bratislava), 27.
- Mahel', M., 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v Centrálnych Karpatoch. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 9, 4, 393 – 401.
- Mahel', M., 1986: Geologická stavba československých Karpát I, Palealpínske jednotky. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 503 s.
- Mahel', M. a Kantorová, V., 1960: Alb krížňanskej série na severných svahoch Veľkej Fatry a Nízkych Tatier. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 19.
- Mahel', M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR II. Západní Karpaty. Sv. 1, Praha, Ústř. Úst. geol., 486 s.
- Malík, P., 2005a: Senzitivita podzemných vôd voči kontaminácii podľa výtokových čiar prameňov v oblasti Tlstej, jz. časť Veľkej Fatry. Podzemná voda (Bratislava), XI, 1, 36 – 48.
- Malík, P., 2005b: Assessment of regional karstification degree and groundwater sensitivity to pollution using hydrograph analysis in the Velka Fatra Mts., Slovakia. Water Resources and Environmental Problems in Karst. In: Proceedings of the International Conference and field seminars Belgrade & Kotor (Serbia & Montenegro) 13 – 19 September 2005, 75 – 80.
- Malík, P., 2006: Assessment of regional karstification degree and groundwater sensitivity to pollution using hydrograph analysis in the Velka Fatra Mts., Slovakia. Water Resources and Environmental Problems in Karst. DOI 10.1007/s00254-006-0384-0; Environmental Geol. (2007), 51, 707 – 711.
- Malík, P. in Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E., Siráňová, Z., Boorová, D. a Fejdiová, O., 1997: Hydrogeologické pomery Veľkej Fatry. In: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 155 – 165.
- Malík, P. a Jetel, J., 1994: Metodika zostavovania základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 79 616), 38 s.
- Malík, P. a Kordík, J., 1999: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa východnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 84 395/V), 241 s.
- Malík, P. a Michalko, J., 2002: Pôvod sulfátu rozpusteného vo vode vybraných krasovo-puklinových prameňov revúckeho zlomového pásma. Podzemná voda (Bratislava), 2, 67 – 78.
- Malík, P., Michalko, J. a Rapant, S., 1993: Štuktúrno-hydrogeologická analýza karbonátov triasu krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 79 413), 277 s.
- Malík, P., Šalaga, I., Michalko, J., Rapant, S., Némethy, P., Hyánková, K., Ženišová, Z., Gulišová, D., Fláková, R. a Kullman, E., 1994a: Excursion guide of Slovak part of the COST 65 Management Committee Meeting, Donovaly, October 8<sup>th</sup> – 10<sup>th</sup>, 1994. Bratislava, Dionýz Štúr Inst. Geol.
- Malík, P., Michalko, J. a Rapant, S., 1994b: Hydrogeological investigation within the framework of COST 65 action: Pilot area 2 – Veľká Fatra mountains. In: Excursion guide of Slovak part of the COST 65 Management Committee Meeting, Donovaly, October 8<sup>th</sup> – 10<sup>th</sup>, 1994. Bratislava, Dionýz Štúr Inst. Geol.
- Malík, P., Michalko, J., Mansell, S. J. a Fendeková, M., 1995: Stable isotopes in karstic groundwaters of the Veľká Fatra Mts., Slovakia. Extended synopses, International symposium on Isotopes in Water Resources Management, Vienna, Austria, 20 – 24 March 1995, IAEA – SM – 336/81P, 248 – 249.
- Malík, P., Švasta, J. a Gedeon, M., 2002: Tlstá pilot area. In: Parkin, G., Arnal, P., Malík, P., Petric, M., Galabov, M. a White, B.: Sustainable Management of Groundwater in Karstic Environments (STALAGMITE), EC Project IC15-CT98-0113, Final Report, Brussels.
- Malík, P., Jetel, J. a Švasta, J., 2003: Metodika zostavovania základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000 (Methods for constructing hydrogeological maps in 1 : 50 000 scale). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 108, 23 – 44.
- Mansell, S. J., 1994: Stable isotope hydrogeochemistry of the Veľká Fatra mountains, Slovakia. A thesis of the degree of Master of Sciences, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich, England.
- Mašlárová, I., Mašlár, E., Lučivjanský, L. a Daniel, J., 1998: Zistenie obsahu rádionuklidov a celkovej rádioaktivity dnových sedimentov v jazerách, rybníkoch a vodných nádržiach severného Slovenska, orientačný prieskum geologických činiteľov životného prostredia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 82 281), 274 s.
- Matejček, A., Štofko, S., Vrábľová, M. a Huljak, Š., 1988: Horný Váh III. – úsek Bešeňová – Krpeľany, orientačný inžinierskogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 67 190).
- Matejčeková, E., 1984: Fyzikálno-chemické rozborý minerálnych vôd na Slovensku, doplnkový prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 59 354), 3 s.
- Matějka, A., 1927: Geologické studie z okolí Ružomberku na Slovensku. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 7, 529 – 617.
- Matějka, A., 1931: Carte géologique de la vallée de Revúca. (Měř. 1 : 50 000). Knih. St. geol. Úst. v Praze (Praha), 13B.
- Matějka, A. a Andrusov, D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions ovoides. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13A, 19 – 136.
- Mayer, R., 1971: Bioelement – transport im niederschlagenwasser und in bodenlösung eines wald-ekosystems. Göttingen Bodenkundliche Berichte, 19, 1 – 119.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. Časť Slovensko. Bratislava, Slovenská kartografia.
- Méryová, E., 1985: D-1 Poluvsie – Ivachnová, hydrogeologický posudok, účel: posúdenie vzťahu medzi výstavbou tunela a výdatnosťou vodného zdroja a medzi prevádzkou diaľnice a kvalitou vody vodného zdroja Krpeľany. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 65 910), 5 s.
- Mesko, M., Čop, I., Senešová, M. a Sojka, P., 1976: VN Blatnice – inžinierskogeologické zhodnotenie, štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 36 059), 28 s.

- Míčková, K., 1993: Orientačná hydrogeologická bilancia vybraných hydrogeologických štruktúr triasových karbonátov krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre. Diplomová práca. Manuskript. Košice, archív Katedry geológie a mineralógie TU, 95 s.
- Michalík J., 1979: Paleobiogeography of the Fatra Formation of the uppermost Triassic of the Western Carpathians. Paleont. Konf. Univerzita Karlova, Praha 1978, 25 – 39.
- Míchalko, J., 1989: Isotope characteristics of thermal waters in Turčianske Teplice, extended abstracts of XIV congress CBGA, Sofia 1989, 1 114 – 1 117.
- Míchalko, J. a Malík, P., 1998: Príklady aplikácie izotopovej geochemie v procese poznávania genézy prírodných vôd Slovenska. Podzemná voda (Bratislava), IV, 1, 42 – 50.
- Míchalko, J., Ďurkovičová, J., Rúčka, I., Kovárová, A., Malík, P., Sládková, M., Ferenčíková, E. a Harčová, E., 1993: Izotopový výskum genézy podzemných vôd. Čiastková záverečná správa. GÚDŠ Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 78 888), 43 s.
- Míchalko, J., Bottlik, F. a Kordík, J., 2005: Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa Turčianskej kotliny v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Michel, J., Windt, D. a Barkáč, Z., 1965: Cementárne sever – cementárske suroviny. Záverečná správa a výpočet zásob z etapy vyhľadávacieho prieskumu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 15 593), 77 s.
- Mišík, M. a Rakús, M., 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. Sbor. Geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 1, 157 – 199.

## N

- Nádašský, J., Bartková, E., Némethyová, M., Kost'ov, K., Ševčík, J. a Novomestská, D., 1990: Necpaly – overenie možnosti zvýšenia odberného množstva využívaného vodného zdroja, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 75 021).
- Némethy, P., 1994: Reconstruction works in the Harmanec summit tunnel. In: Excursion guide of Slovak part of the COST 65 Management Committee Meeting, Donovaly, October 8<sup>th</sup> – 10<sup>th</sup>, 1994. Bratislava, Dionýz Štúr Inst. Geol.
- Némethy, P., Škvarka, L., Böhm, V., Fendeková, M. a Hyánková, K., 1992: Pohronský skupinový vodovod – racionálne využitie podzemných vôd a zhodnotenie ich kvalitatívnych vlastností. Správa za II. etapu prác. Manuskript. Bratislava, archív Katedry podzemných vôd, PriF UK.
- Némethyová, M. a Kalvodová, M., 2000: Martin (Dubová Skala) – Hubová – diaľnica D1, hydrogeologické posudky a štúdie náhradných vodných zdrojov. Hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 83 891).
- Némethyová, M., Novomestská, D., Šopinec, F., Kost'ov, K., Ševčík, J. a Matláková, V., 1987: Turany – hydrogeologický prieskum, cieľ: realizácia dlhodobej čerpacej skúšky na jestvujúcich vrtoch HG-100, 200, 300 v Turanoch, overenie možnosti získania doplnujúceho zdroja podzemnej vody. Vodné zdroje Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 67 038).
- Némethyová, M., Novomestská, D., Šopinec, F., Kost'ov, K., Ševčík, J. a Matláková, V., 1991: Turany – doplnujúci hydrogeologický prieskum, II. etapa, cieľ: zdokumentovanie zásob a kvality podzemných vôd. Vodné zdroje Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 77 718).
- Nikodém, J., 1988: Stabilita prirodzených skalných svahov v úseku diaľnice Rojkov – Lubochňa. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 73 255).

## P

- Pačes, T., 1972: Chemical Characteristic and Equilibration in Natural Water – felsic rock – CO<sub>2</sub> System. Geochim. cosmochim. Acta. (Oxford), 36, 217 – 240.
- Pačes, T., 1983: Základy geochemie vod. Praha, ČGÚ.
- Pilko, B., 1964: Prieskum v tuneli č. 14 na trati Banská Bystrica – Diviaky. Manuskript. Banská Bystrica, archív StVaK.
- Pirman, I. a Potyš, Z., 1990: Turčianske Teplice – zhodnotenie prevádzkového režimu prírodných liečivých zdrojov, hydrogeologický prieskum. IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 73 312).
- Pirman, I. a Potyš, Z., 1991: Turčianske Teplice – ochranné pásma – II. podetapa, vyhľadávací hydrogeologický prieskum, časť A – B. IGHP Žilina, SGÚ Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 75 934).
- Pitter, P., 1990: Hydrochemie. Praha, SNTL, 565 s.
- Pohánková, V. a Šalagová, V., 1976: Turany – znovooverenie kvality podzemnej vody, doplnujúci hydrogeologický prieskum, účel: znovooverenie kvality podzemnej vody v oblasti Krpeľany – Turany. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 36 375), 22 s.
- Polák, M., 1990: Tektonické okná obalovej sekvencie Veľkej Fatry. Miner. slov. (Bratislava), 22, 6, 527 – 532.
- Polák, M. a Kullman, E., 1978: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, list M-34-111-A-a Borišov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 40 686), 38 s.
- Polák, M. a Kohút, M., 1990: Problémy tektonickej stavby východnej časti Veľkej Fatry. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 91, 27 – 32.
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Pristaš, J., Kullman, E., Modlitba, I., Hanáček, J., Stankovič, J. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, list 36-122 Donovaly 2. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 65 325), 151 s.
- Polák, M., Kohút, M., Halouzka, R., Modlitba, I., Malík P. a Šucha, P., 1990: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 35-121 Donovaly-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 75 264).
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Siráňová, Z., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E. a Boorová, D., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 83 315), 220 s.

- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Filo, I., Pristaš, J., Havrila, M., Vozár, J., Mello, J., Rakús, M., Buček, S. a Lexa, J., 1997: Geologická mapa Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E., Siráňová, Z., Boorová, D. a Fejdiová, O., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 204 s.
- Priščák, P., 1974: Necpaly – podrobný hydrogeologický prieskum pre matečník 500 ks ošípaných. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 33 167), 15 s.
- Priščák, P., 1975: Horné Jaseno – MNV, predbežný hydrogeologický prieskum, cieľ: zásobovanie pitnou a úžitkovou vodou obce Turčianske Jaseno. Pôdohospodársky projektový ústav Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 35 267), 14 s.

## R

- Rapant, S., 1994: Geochémia prírodných vôd kryštalinika Nízkyh Tatier. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 12, 177 – 219.
- Rapant, S., 2001: K problematike klasifikácie antropogénne ovplyvnených vôd a hydrogeochemického vyhodnocovania pri environmentálnom monitoringu. Podzemná voda, (Bratislava), VII, 2, 181 – 184.
- Rapant, S. a Vrana, K., 1985: Hydrogeochemická mapa západnej časti Nízkyh Tatier, čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 62 210), 167 s.
- Rapant, S. a Bodiš, D., 1994: Metodika zostavovania hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rapant, S. a Bodiš, D., 2003: Metodika zostavovania základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 108, 11 – 22.
- Rapant, S., Vrana, K. a Bodiš, D., 1996: Geochemický atlas Slovenskej republiky – časť Podzemné vody. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 127 s.
- Rebro, A., Klago, M., Repiczka, G. a Židek, L., 1983: Registrácia minerálnych a termálnych vôd na Slovensku – doplnky 5, hydrogeologický prieskum, etapa: registračné práce. IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 57 119), 138 s.
- Rentka, R. a Páleník, M., 1975: PVE Vlkoš – PVE Salatín – hydrouzol Nolčovo, výskumná úloha 12-68-03, podklady, inžinierskogeologická štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 34 029), 8 s.
- Repka, O., 1992: Možnosti sanácie nestabilných svahov medzi Ružomberkom a Krpeľanmi. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 77 549).

## S

- SHMÚ národný monitoring: Kvalita podzemných vôd na Slovensku. Bratislava, SHMÚ.
- Slaninka, I. a Kordík, J., 2006: Ipeľský región (IPREG) – orientačný prieskum geologických činiteľov životného prostredia. Mapa kvality prírodných vôd v mierke 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa (Príloha G). Geocomplex Bratislava, ŠGÚDŠ Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Slaninka, I., Kordík, J. a Rapant, S., 2001: Mapa kvality prírodných vôd 1 : 50 000 regiónu Stredné Považie. Čiastková záverečná správa. ŠGÚDŠ Bratislava. In: Rapant, S., Mello, J., Remšík, A., Marsina, K., Klukanová, A., Bodiš, D., Čurlík, J. a Daniel, J., 2001: Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia regiónu Stredné Považie (Žilina – Trenčianska Teplá) v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 85 742).
- SAŽP, 2006: Slovenská agentúra životného prostredia. Minerálne pramene Slovenskej republiky [http://www.sazp.sk/slovak/st\\_ruktura/ceev/DPZ/pramene/pramene.html](http://www.sazp.sk/slovak/st_ruktura/ceev/DPZ/pramene/pramene.html) [online prístup 30. 08. 2006]
- Smernica MŽP SR č. 8/2004-7 na zostavovanie základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky.
- Smernica MŽP SR č. 9/2004-7 na zostavovanie základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky.
- Smolka, J., 1984: Turčianska Štiavnička – Hlinisko, čiastková správa, predbežný hydrogeologický prieskum, účel: dlhodobejšie sledovanie hladín podzemnej vody v záujmovom území. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 57 951), 14 s.
- Smolka, J., 1987: Turčianska Štiavnička – odvodňovacie vrty, podrobný prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 63 645), 29 s.
- Spengler, E., 1932: Ist die "Mittlere subtatrische Decke" der Westkarpaten eine selbständige tektonische Einheit? Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 8, 215 – 225.
- Struňák, V. a Pavúr, K., 1965: Ochrana pred vodným dielom Kral'ovany, Turany, Lipovec – hydrogeologický prieskum, predbežný hydrogeologický prieskum, účel: ozrejmiť príčiny stúpania hladín podzemných vôd výstavbou vodných diel na Váhu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 14 516), 23 s.
- Svetík, J., 1964: Martin – Vrútky – vodovod – vytýčenie ochranných pásiem II. stupňa, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 13 322), 30 s.
- Sýkora, M., 1975: Geologické pomery severozápadnej časti Veľkej Fatry. Rigorózna práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 33 875), 62 s.

## Š

- Šalaga, I., 1967: Hydrogeologický prieskum vplyvu vodných diel Krpeľany – Sučany – Lipovec na hladiny podzemných vôd v priestore obcí Kral'ovany, Turany, Lipovec. Podrobný hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 17 634), 16 s.

- Šalagová, V., Frličková, M., Vrábľová, M., Kazmuková, M. a Drahoš, M., 1983: Lučanská skupina Malej Fatry, záverečná správa vyhl'adavacieho hydrogeologického prieskumu s overením zásob podzemných vôd ku dňu 31. 10. 1982, hydrogeologický prieskum. IGHP Žilina, SGÚ Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 62 048), 173 s.
- Šalagová, V., Sentkeresti, J. a Frličková, M., 1992: Veľká Fatra – západná časť – MV 023, vyhl'adavací hydrogeologický prieskum. Ingeo Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 80 445), 137 s.
- Šikula, L., 1990: Martin – prívod vody z Nepál, inžinierskogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 75 212).
- Šimeček, M., 1990: Blatnica – prieskum geofaktorov na skládke pevného domového odpadu, podrobný inžinierskogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 72 829).
- Škvarka, L., Fendeková, M., Hyánková, K. a Némethy, P., 1991: Pohronský skupinový vodovod – racionálne využitie podzemných vôd, ich kvalitatívne vlastnosti a ochrana. Správa za I. etapu prác. Manuskript. Bratislava, archív Katedry hydrogeológie, PriF UK.
- Štúr, D., 1860: Bericht über geologische Überschichts Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 11.
- Štúr, D., 1868: Bericht über geologische Aufnahme im oberen Waag – und Grand-Thale. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 13/3.
- Šuba, J., Bujalka, P., Cibulka, L., Frankovič, J., Hanzel, V., Kullman, E., Porubský, A., Pospíšil, P., Škvarka, L., Šubová, A., Tkáčik, P. a Zakovič, M., 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. 2. vydanie. Bratislava, Hydrofond 14, SHMÚ, 308 s.
- Šuba, J. (ed.), Bujalka, P., Cibulka, L., Frankovič, J., Hanzel, V., Jetel, J., Kullman, E., Mihálik, F., Porubský, A., Pospíšil, P., Škvarka, L., Šubová, A., Tkáčik, P. a Zakovič, M., 1995a: Aktualizácia hydrogeologickej rajonizácie Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív odboru podzemných vôd, SHMÚ.
- Šuba, J. (ed.), Bajo, I., Bujalka, P., Cibulka, L., Guniš, K., Hanzel, V., Jetel, J., Kullman, E., st., Kullman, E., ml., Leitmann, Š., Mada, I., Mihálik, F., Patschová, A., Porubský, A., Štastná, K., Šuba, J., Šubová, A. a Zakovič, M., 1995b: Mapa využitelných zásob podzemných vôd Slovenska. Stav k 31. 12. 1990. Mapový list. Bratislava, SHMÚ.
- Šubjak, K., Gálová, P., Polák, R., Mach, C., Broďáni, V., Mach, M. a Šelmek, P., 1989: Kraľovany – komplexné posúdenie stupňa nutnej ochrany podzemných vôd v podmienkach k. p. Benzinol, čiastková záverečná správa, čerpacia stanica č. 202 02 (ČSPHM). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 74 092).
- Šubjak, K., Gálová, P. a Šelmek, P., 1991a: Turany – komplexné posúdenie stupňa nutnej ochrany podzemných vôd v podmienkach k. p. Benzinol, čiastková záverečná správa, čerpacia stanica č. 205 40, ČSPHM. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 75 720).
- Šubjak, K., Gálová, P. a Šelmek, P., 1991b: Turčianske Teplice – Nová, komplexné posúdenie stupňa nutnej ochrany podzemných vôd v podmienkach k. p. Benzinol, čiastková záverečná správa, čerpacia stanica č. 205 36. JRD Oblík Hanušovce nad Topľou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 75 930).
- Švasta, J. a Malík, P., 2006: Priestorové rozloženie priemerných efektívnych zrážok na území Slovenska. Podzemná voda (Bratislava), XII, 1, 65 – 77.

## T

- Thornthwaite, C. W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev. (New York), 38, 55 – 94.
- Thornthwaite, C. W. a Mather, J. R., 1955: The water balance. Publ. Climatol. 8, 1 – 104.
- Tkáčik, P., 1961: Registrácia prameňov minerálnej vody – Stredoslovenský kraj, okres Martin. Záverečná správa. Manuskript. Žilina, archív IGHP.
- Tkáčik, P., 1975: Podklady pre revíziu dočasného užšieho ochranného pásma kúpeľov Turčianske Teplice. IGHP Žilina. In: Tkáčik, P., Klago, M., Rebno, A., Matejčeková, E., Bujalka, P., Cibulka, L., Porubský, A., Melioris, L., Franko, O., Zakovič, M. a Koráb, T., 1975: Podklady pre revíziu dočasných ochranných pásiem prírodných liečivých zdrojov SSR, záverečná správa z vyhl'adavacieho hydrogeologického prieskumu k 31. 12. 1975. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 38 738), 8 s.
- Tkáčik, P. a Klago, M., 1967: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu termálneho žriedla v Turčianskych Tepliciach – I. etapa, predbežný hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 18 433), 45 s.
- Tkáčik, P., 1979: Turčianske Teplice – vrt TTK-1, hydrogeologický prieskum, účel: získanie zdroja termálnej vody pre miestne kúpalisko. IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 43 094), 9 s.
- Tužinský, Á., Banský, V. a Potyš, Z., 1967: Povodie Turca – orientačný hydrogeologický prieskum riečnych náplavov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 18 205), 117 s.

## V

- Valušiak, I., 1981: Mošovce – dielčia záverečná správa, hydrogeologický prieskum, cieľ: získať zdroj pitnej a úžitkovej vody pre obec. Vodné zdroje Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 51 342), 17 s.
- Valušiak, I. a Novomestská, D., 1981: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu Martin – Lazce, hydrogeologický prieskum v oblasti zachyteného prameňa Lazce pri Necpaloch. Vodné zdroje Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 51 357), 19 s.
- Valušiak, I., Novomestská, D. a Ševčík, J., 1981: Vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtov HNY-1 a HNY-2 na lokalite Martin – Necpaly, hydrogeologický prieskum. Vodné zdroje Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 51 330), 17 s.
- Valušiak, I., Novomestská, D., Palkovičová, M. a Markóová, H., 1984: Turčianske Teplice – Háj – hydrogeologický prieskum, cieľ: získanie doplnkového zdroja pitnej a úžitkovej vody pre mesto. Vodné zdroje Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 67 037).

- Vandrová, G., Potyš, Z., Urbaník, J., Zuberec, M. a Hajčík, J., 1999: Budiš – ochranné pásma minerálnych vôd, vyhľadávací hydrogeologický prieskum. MŽP SR Bratislava, Ingeo Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 83 265), 119 s.
- Vaškovská, E. a Vaškovský, I., 1965: Inžiniersko-geologické pomery doliny Váhu na úseku Ružomberok – Kľačany a projektovaných vodných diel. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 14 669), 113 s.
- Vestenický, K. a Vološčuk, I. (eds.), 1980: Veľká Fatra, chránená krajinná oblasť. Výskumné práce z ochrany prírody 3A. Bratislava, Príroda.
- Vogl, V., 1918: Bericht über die im Jahre 1916 in den eoänen Becken von Liptó, Árva und Turóc ausgeführten Untersuchungen. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 1916, 1, 227 – 236.
- Vrábľová, M., 1979: Mošovce – hydrochemické zhodnotenie, hydrogeologický prieskum, účel: posúdenie kvality vôd pre pitné účely. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 43 680), 2 s.
- Vrana, K., Bodiš, D., Lopašovský, K., Bachorec, S. a Dovina, V., 1989a: Základné hydrogeologické problémy v puklinovom a krasovom prostredí. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vrana, K., Bodiš, D., Lopašovský, K., Rapant, S. a Dovina, V., 1989b: Regionálno-hydrogeochemické zhodnotenie kvality snehovej pokrývky na území Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 7, 87 – 128.
- Vrana, K., Malík, P., Michalko, J., Kullman, E. a Zajac, L., 1990: Vybrané problémy tvorby a ochrany podzemných vôd v puklinovom a puklinovo-krasovom prostredí, čiastková záverečná správa, názov čiastkovej úlohy: základné problémy režimu, využívania a ochrany puklinových a puklinovo-krasových vôd Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 75 366).
- Vyhláška Ministerstva zdravotníctva SR z 26. januára 2004 o požiadavkách na pitnú vodu a kontrolu kvality pitnej vody. Zbierka zákonov č. 151/2004, 1 687 – 1 703.
- Vyhláška Ministerstva životného prostredia SR z 19. novembra 2004, ktorou sa ustanovujú požiadavky na kvalitu surovej vody a na sledovanie kvality vody vo verejných vodovodoch. Zbierka zákonov č. 636/2004, 6 346 – 6 361.

## Z

- Zakovič, M., Hanzel, V., Kullman, E., Jetel, J., Franko, O., Bodiš, D., Polák, M., Gross, P., Potfaj, M., Gašparik, J., Vaškovský, I., Klinec, A. a Haško, J., 1990: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list 26 Žilina. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 146 s.
- Záruba-Pfefferman, Q. a Andrusov, D., 1937: Geologické pomery území projektované dráhy Banská Bystrica – Diviaky. Zvláštní otisk časopisu „Zprávy železničních inženýrů“, XIV, 9 a 11, Noviny v Praze, 1 – 10 (ev. str. 160 – 163 a 193 – 196, 4 obr.).
- Záruba-Pfefferman, Q. a Andrusov, D., 1939: Srovnání geologických profilů Harmaneckým tunelem na dráze Banská Bystrica – Diviaky. Zvláštní otisk z časopisu „Technický obzor“, XLVII, 1 – 4.
- Žembery, M., Šechny, J., Potančok, L., Štofko, S., Frnčo, M. a Bím, M., 1986: Inžinierskogeologická mapa oblasti Martin – Vrútky M = 1 : 10 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 63 711), 77 s.



---

## 12. SUMMARY

---

In terms of its amount, groundwater that occurs in the Veľká Fatra Mts. is unique and of national importance. The spring with the highest average yield on the Slovakian territory, Lazce in Necpaly municipality is also to be found on the western slopes of the Veľká Fatra Mts. Lazce spring has an average annual discharge of  $558.05 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  for the observation period in the years 1992-2002; on the map it has the number 556, at the Slovak Hydrometeorological Institute – institution that is responsible for discharge measurements here, it is registered under the catalogue No. 675. Large carbonate masses, prone to karstification processes, form spatially extensive hydrogeological structures formed by Middle and Upper Triassic limestones and dolomites. These Mesozoic carbonate rocks can be found in different tectonic units – Veporic (mainly hydrogeological structure of Hrosková - Osičňô - Štefanová), Tatricum and Veporicum (dominating hydrogeological structure of carbonates between Podhradie, Nižné Krátko and Mt. 1394 Kl'ak), but especially carbonates of Hronic tectonic unit are of the highest importance from the water management point of view (hydrogeological structure of Tlstá; hydrogeological structure of Kopa). For this reason, territory of the Veľká Fatra Mts. was already protected in the past from the water management point of view by the SSR Government Regulation No. 13/1987 Coll. on certain protected areas of natural water accumulation, known also as “protected water management areas”. The same area, however, due to its natural wealth is protected even for longer time - since 1974 as a protected landscape area of Veľká Fatra (Edict by Ministry of Culture of Slovak Socialist republic No. 8/1974 Coll., which declares the Veľká Fatra protected landscape area) and from April 1, 2002 as a national park (Slovak Republic Government Regulation No. 140/2002 Coll., declaring Veľká Fatra National Park). Well below the biotic component of the country, however, in extensive rock masses with karst-fissure permeability type, high quality groundwater accumulates in large quantities which perhaps in the shadow of the aforementioned protective measures will stay retained. Qualified groundwater protection, however, must be preceded by adequate knowledge - and basic hydrogeological and hydrogeochemical map of the western part of the Veľká Fatra Mts. in 1:50,000 scale should serve for this purpose.

For the purposes of compiling hydrogeological map of the western part of the Veľká Fatra Mts., hydrogeological mapping was carried out using the background working maps at a scale of 1:10,000, while the discharge threshold for natural groundwater outlets (springs) to be documented was to be more than  $0.05 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ . In many cases, however, smaller springs and seeps were documented, at the time of measurement not exceeding yield of  $0.05 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ . Due to its enormous extent, location of all springs (even smaller ones), is marked only on maps of documentation points and described in the special attachment composed from springs' documentation tables.

Hydrogeological mapping – field documentation of springs – was conducted mainly during summer and autumn periods of 2000, 2003, 2004, 2005 and 2006. The exact time span of fieldwork is ranging as follows: from August 1, 2000 to August 11, 2000; from September 6, 2000 to September 15, 2000; from July 1, 2003 to July 11, 2003; from July 7, 2004 to July 16, 2004; from September 7, 2004 to September 20, 2004; from July 20, 2005 to July 29, 2005; from July 4, 2006 to July 15, 2006 and from August 1 to August 5, 2006. During the fieldwork in the aforementioned days, together 2,736 springs were documented in the described area. For each of these groundwater sources, respective altitude, discharge, air temperature, springing water temperature, specific electric conductivity in  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , outcropping rocks and possible rocks of groundwater circulation, geomorphology of the spring's orifice, possible permeability type of circulation, detailed location and any other observations (its capturing to the water supply network or local supply capturing, artificial changes of spring's orifice, spring's name, presence of gauging object of Slovak Hydrometeorological Institute monitoring network) as well documentation date were in situ recorded by fieldwork team.

Total sum of yields of all documented springs was  $3,184.43 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  (results from in situ observations of unsystematically visited springs during hydrogeological mapping; without taking into account seasonal changes recorded by monitoring at some of these springs). Documented significant previously unknown and hitherto unrecorded or unobserved groundwater sources with the yield over  $10.0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  found in the western part of the Veľká Fatra Mts. reach total sum of  $178.51 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  (9 springs), if considering a yield over  $3.0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  the total dis-

charge sum is  $328.69 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  (41 springs) and documented previously unknown less important (and hitherto unrecorded) sources of groundwater with the yield of more than  $1.0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  counted together give the total discharge of  $623.71 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  (217 springs).

In the western part of the Veľká Fatra Mts., seven basic hydrogeological units were identified. These were further divided into 44 rock types, which are the essential items of hydrogeological map legend. These rock types can be grouped into five basic groups, which differ significantly in the way of infiltration, groundwater flow concentration and groundwater runoff. These are: (a) hydrogeological unit of crystalline rocks, hydrogeological unit of varied Mesozoic sediments and hydrogeological unit of Paleogene sediments – in all these aforementioned units, groundwater circulation follows the pattern characteristic for “hydrogeological massif”; (b) hydrogeological unit of the Mesozoic (Triassic) carbonates with karst-fissure and karstic permeability type with subsequently developed groundwater circulation pattern; (c) hydrogeological unit of Neogene volcanics with mixed circulation of groundwater in aquifers connecting fractured and intergranular permeability types; (d) hydrogeological unit of Neogene sediments with groundwater circulation in rocks of intergranular permeability type, with a trend of creating artesian aquifers, and (e) hydrogeological unit of Quaternary sediments with a groundwater circulation with free or only slightly artesian groundwater levels, in an environment with typically intergranular (porous) permeability type.

The vast majority of groundwater amounts circulating in the Veľká Fatra Mts. flows through Middle and Upper Triassic limestones and dolomites (hydrogeological unit of Triassic carbonates). However, this circulation is limited to hydraulically separated tectonic units building the mountain range, as groundwater cannot easily flow across. These tectonic units are overthrusts, built by very productive aquifers as well as by aquitards which are separating groundwater circulation to be limited to certain tectonic unit (overthrust). Here, according to assumed consistency of all parts of the groundwater circulatory cycle, we had allocated different hydrogeological structures. In the western part of the Veľká Fatra Mts. were recognized major hydrogeological structures of Triassic carbonates of Tatricum unit forming hydrogeological structure between the Prieložnica Mt. (1,097 m) and Kľak Mt. (1,384 m) and hydrogeological structure around Kečka Mt. (932 m) and the Turecké valley on the western slopes of the Ľubochnianska dolina valley. Triassic carbonates belonging to Veporicum tectonic unit form hydrogeological structure of Katova skala Mt. (927 m); hydrogeological structure between the Mt. of Vrchmúr (Smrekové, 890 m) and Podhradie municipality; hydrogeological structure between Beňkova Mt. (Viecha, 1,045 m) and Brdce Mt. (1,126 m); hydrogeological structure between Mt. of Chládkové (1240 m) and Nižné Krátko valley and hydrogeological structure in the area of Hrosková Mt. (1043 m), Osičňô Mt. (1,107 m) and Štefanová Mt. (1,305 m). Triassic carbonates of the Hronicum unit build up hydrogeological structure of the Kopa Mt. (1,187 m), hydrogeological structure between Suchý vrch Mt. (1,550 m) and Koniarky site; and the most outstanding hydrogeological structure in the wider area of the Tlstá Mt. (1,373 m).

From these aforementioned hydrogeological structures, the most extensive and also the most important from the water management point of view is the hydrogeological structure of Hronicum unit Triassic carbonates in the wider area of the Tlstá Mt. (1,373 m). This hydrogeological structure contains mostly dolomites and limestones outcropping on the area of  $122.8 \text{ km}^2$  on the south-western edge of the Veľká Fatra Mts. Here, several important and already tapped groundwater sources are present in the Blatnická dolina valley (No. 402 Krahuľčie, No. 184 Vlčie bralo, No. 213 Blatnická dolina 3 / Blatnica 3, No. 268 and 269 Mokrý Jasienok nad a pod chatou, No. 370 Pod Krahuľčie / Podkrahuľčie), but also in the Žarnovická dolina valley (springs No. 282 Rožková / Rošková and No. 396 Vodopády). Nevertheless, the total groundwater outflow from springs of this hydrogeological structure is relatively small, specific groundwater runoff of springs here is between  $5\text{-}6 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ . In this area, however, we can find significant proportion of the groundwater component in the surface streams. Considering predominantly dolomitic nature of the Triassic carbonates of Hronicum unit in this structure, we assume that the majority of groundwater evenly passes into surface waters in relatively hidden form by streambed springs. Hydrometric measurements of the Blatnica stream and results of hydrogeological mapping in Turčianska kotlina Basin have not shown significant transfers of groundwater into the territory of Turčianska kotlina Basin as supposed by some previous studies.

In the area between the Hrosková Mt. (1,043 m), Osičňô Mt. (1,107 m) and Štefanová Mt. (1,305 m), between the Necpaly municipality and Ľubochnianska dolina valley, on the total area of  $34.5 \text{ km}^2$ , limestones and dolomites of the Veporicum tectonic unit form the hydrogeological structure of Hrosková - Osičňô - Štefanová. With adjacent, hydraulically interconnected watersheds, the total groundwater circulation area reaches  $43.491 \text{ km}^2$ . From this rock environment, groundwater flow concentrates to feed the spring with the

highest average yield on the Slovakian territory: spring Lazce in the Necpalská dolina valley (No. 556 on the map, according to the data of Slovak Hydrometeorological Institute SHMÚ in the period of 1992-2002 the average yield was of  $558 \text{ l.s}^{-1}$ , ranging between 324 and  $1,370 \text{ l.s}^{-1}$ ). Part of this amount comes apparently from the submerged surface flow from the upper part of the Belianská dolina valley.

Based on detailed hydrogeological mapping performed for the presented hydrogeological map, an earlier assumption that the groundwater of Hronicum unit Triassic carbonates in the hydrogeological structure of Kopa Mt. (1,187 m) leaves the structure by hidden outflows into other areas was rejected. Documentation of all springs linked to this hydrogeological structure ( $15.5 \text{ km}^2$ ) showed that the specific runoff from springs  $9.8 \text{ l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$  corresponds with the average annual effective rainfall ( $9.5 \text{ l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$ ). Altogether, the total outflow from this hydrogeological structure through documented sources (springs and streambed springs) is  $152.4 \text{ l.s}^{-1}$ . Among them, the most important local water source represents No. 2104 Teplička / Teplica near Krpeľany (already captured for waterworks) and springs No. 2540 Fatra and No. 2721 Korbalka in Ľubochňa (also captured).

Hydrogeological mapping in the Hradská dolina valley near the village of Podhradie revealed groundwater outputs of higher total dissolved solids. It is supposed that this more mineralised groundwater comes from the hydrogeological structure of the Tatricum unit Triassic carbonates between Prieložnica Mt. (1,097 m) and Kľak Mt. (1,384 m; hydrogeological structure Prieložnica - Kľak). Water balance calculated for this hydrogeological structure was showing deficit of outputs, and although Veporicum units carbonates are outcropping around, we suppose that deeper circulation from underlying Tatricum unit is responsible for groundwater outputs with higher T.D.S.. We also assume that this circulation is enhanced by the presence of deeper tectonic fault, passing through the valley, what is probably reflected in the increased content of free  $\text{CO}_2$  in waters, appearing also in the major local groundwater source – spring No. 1504 Dolina / Hradská in Podhradie municipality.

In the western part of the Veľká Fatra Mts., an important hydraulic function of Jurassic limestones as a drainage element was confirmed. These rocks underlie the masses of Tithonian-Neocomian marly overburden and under suitable conditions are able to drain groundwater from these huge accumulation of marls and marly limestones, considered to be a major aquitard in the area. This relatively new hydrogeological knowledge was also observed in the eastern part of the mountain range (Malik and Kordík, 1999). Were also observed and recorded significant slope failures in the rock environment formed by marly limestones of Lower Cretaceous and Late Jurassic in the Dedošova dolina valley. Other slope deformations were also found on the slopes built by Carpathian keuper rocks in several places. Formation of such slope deformations is accompanied by creation of relatively dense network of open ruptures suitable for groundwater circulation. This was repeatedly documented by numerous and yielding springs found on Carpathian keuper rocks. These are usually considered to be the major aquitard bounding the Upper Triassic carbonates. Hence, presence of slope deformations evidently changes hydraulic behaviour here. In this way, suitable conditions for groundwater circulation in quantities atypical for analogous geological environment in other regions of Slovakia are created.

In the vicinity of Podhradie municipality, several mineral springs are present, documented under No. 1379, 1438, 1458 and 1468. There are not too many of such mineral water outlets on the territory of the Veľká Fatra Mts. Other natural mineral water springs are found near the Turčianska Štiavnička (No. 933) and in Rojkov on the north of the territory (No. 2720, 2712).

The aim of this study was also to compile hydrogeochemical map of the western part of the Veľká Fatra Mts. based on the results of the groundwater chemical composition in the area. The map was compiled according to the methodology by Rapant and Bodiš (2003) and using basic geological map by Polák et al. (1997). Complete hydrogeochemical documentary material used to compile the hydrogeochemical map counts 705 groundwater chemical analyses.

Groundwater in the region genetically belong to the groundwater with petrogenic mineralization type, i.e. the main and most characteristic part of their chemical composition is obtained through the reactions taking place at the water/rock interface. In the evaluation of hydrogeochemical settings, based on geological-tectonic and hydrogeological settings of the area following of hydrogeochemical groundwater were delineated:

➤ groundwater with carbonatogenic mineralization circulating in the Mesozoic rock masses of the Veľká Fatra Mts. (dolomites, limestones); bound to gypsum or anhydrite accumulations, groundwater with carbonate-sulphatogenic mineralization with circulation primarily in the Carpathian keuper rock environment was documented,

➤ groundwater with silicatogenic or silicate-sulphidogenic mineralization circulating in the crystalline rocks of the Veľká Fatra Mts. and adjacent Lúžna formation strata (Mesozoic - Triassic); in groundwater of the Lúžna formation strata intercalated by carbonate rocks silicate-carbonatogenic mineralization was found,

➤ groundwater with silicatogenic or silicate-carbonatogenic mineralization circulating in the rocks of volcanic Neogene,

➤ groundwater with silicate-carbonatogenic mineralization circulating in the rock environment of Neogene and Paleogene sediments and Quaternary fluvial sediments.

In groundwater not affected by anthropogenic influence, in the uppermost aquifer due to the dominant chemical composition formation processes, A<sub>2</sub> basic significant and insignificant Ca-HCO<sub>3</sub> type predominates (more than 95% of analyses), or eventually Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> type of chemical composition. In less than 5% of the groundwater samples, an increased proportion of S<sub>2</sub> (SO<sub>4</sub>) component (greater than 20 eq%) is present.

Highest mean concentrations of most essential ions and also the highest mean of the total dissolved solids values (values usually above 500 mg.l<sup>-1</sup>) are typical for groundwater of Neogene and Paleogene sedimentary strata (however, these represent a very small group of data). A special group, dominating in the area, is represented by Mesozoic rocks groundwater sources with carbonatogenic mineralization with relatively balanced representation of solutes in groundwater (average values for total dissolved solids for delineated hydrogeochemical groups are ranging from 337 to 395 mg.l<sup>-1</sup> with the exception of groundwater bound to Lúžna formation layers with the average value of total dissolved solids of 182 mg.l<sup>-1</sup>. Groundwater circulating in the rocks of Carpathian keuper is on the opposite side of this spectrum with average TDS content of 431 mg.l<sup>-1</sup>. Significantly lowest average value of total dissolved solids was calculated for groundwater in crystalline (101.6 mg.l<sup>-1</sup>), which also corresponds to the lowest average concentrations of most essential ions.

Natural character of the groundwater circulation environment makes them of showing very good quality properties. Pursuant to the requirements of standards for water used for drinking purposes, the only “negative” impact of the rock environment of groundwater circulation in the study area is present in low geochemical activity of crystalline rocks, which results in undersaturation and aggressive behaviour of groundwater (low values of total dissolved solids and Ca<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup> parameter used for description of water “hardness”). “Negatively” can influence groundwater quality also rock environment of the Carpathian keuper in the case of presence of lenses of evaporites (gypsum, anhydrite). In this case, there may be a significant enrichment of groundwater by sulphate component (maximum observed concentration of sulphate was 534 mg.l<sup>-1</sup>). Concentrations of trace elements in groundwater are very low and in many cases these did not reach the level of analytical detection limit. Multiple exceedance of threshold concentrations was recorded only in the cases of trace elements as Fe<sub>total</sub>, Mn<sup>2+</sup> and Al<sup>3+</sup>. Contents of Fe<sub>total</sub> and Mn<sup>2+</sup> in groundwater, apart from natural conditions, may be influenced by borehole casing. In the case of aluminium, excessive concentrations ranging from 0.2 to 0.5 mg.l<sup>-1</sup> can be considered to be almost natural. In the Veľká Fatra Mts., Al<sup>3+</sup> concentrations higher than 0.5 mg.l<sup>-1</sup> were detected in 9 springs where secondary contribution of this parameter to groundwater is unlikely. Complexity of the conditions of Al<sup>3+</sup> presence in groundwater is documented by Al<sup>3+</sup> content value in filtered samples, which are, with only one exception below the standard value. In this respect in the future for such purpose, filtered aluminium parameter should be better used in such evaluations. Anthropogenic contamination in groundwater of the western part of the Veľká Fatra Mts. was documented only sporadically, and mainly reflected increased concentrations of certain indicators of secondary influence (nitrates, chlorides, sulphates or potassium).

In considerable part of the territory (up to nearly 92% of the area), the best quality groundwater (A-class) is present. Areal extension of A-class groundwater quality is practically linked to every rock environment with the exception of crystalline rocks. Groundwater quality of A-class fully comply with all indicators required by drinking water standards.

For the rest of the area (about 8%), B-class groundwater quality was delineated. These areas are linked groundwater circulating in crystalline rocks, with silicatogenic mineralization types, and are found mainly in the central part of the territory. Groundwater of the B-class is characterised by low water hardness values (sum of Ca<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup>) and total dissolved solids, which reflect the low efficiency of mineralization processes. Despite these properties, groundwater after a simple treatment would be suitable for drinking.

---

## NA ZÁVER O PRILOŽENOM CD/DVD K PUBLIKOVANÝM VYSVETLIVKÁM

---

Textové vysvetlivky k základnej hydrogeologickej a hydrogeochemickej mape západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 predstavujú organickú súčasť diela pozostávajúceho z príslušných máp, hydrogeologických rezov, textových vysvetliviek a dokumentačného materiálu. Všetky súčasti boli zostavené podľa *Smernice Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky na zostavovanie základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000 č. 8/2004 – 7* a *Smernice Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky na zostavovanie základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000 č. 9/2004 – 7*.

Zámerom edície základných hydrogeologických a hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000 bolo zhotovovať dokumentované mapy, a preto tieto mapy neboli publikované tlačou, ale v digitálnej forme na priloženom CD/DVD. Podkladové hydrogeologické a hydrogeochemické mapy boli spracované v GIS-ovom formáte, publikované sú však vo forme jednoduchého informačného systému, dostupného každému užívateľovi PC využívajúceho ľubovoľný internetový prehliadač. Jednoduchým kliknutím na bodový údaj (prameň, vrt) je možné zobraziť v tabuľkovej forme aj jeho parametre (napr. výdatnosť či kvalitu vody). Pri kliknutí na príslušný index horninového prostredia je zas možné z textového hydrogeologického opisu prostredia plynule prejsť do znázornenia legendy hydrogeologickej alebo hydrogeochemickej mapy.

Po otvorení súboru „START.HTML“ sa objaví okno so zoznamom príloh. Hlavná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa daného regiónu (v prílohách 1 a 2) je rozdelená na štyri podrobnejšie mapy, označené názvami mapa1 až mapa4. Pri podržaní kurzora nad územím podrobnej mapy (ale mimo hydrogeologických objektov) sa tieto názvy objavajú na informačnom štítku tesne pod kurzorom. Jednoduchým kliknutím sa potom táto podrobná mapa otvorí. Podrobná mapa, ako aj všetky ostatné okná sa vždy otvárajú v ľavom hornom rohu, na presun do ďalších častí okna je potrebné používať posuvníky v ráme okna.

Podľa uvedených smerníc sú so základnou hydrogeologickou mapou v mierke 1 : 50 000 a jej textovou časťou spojené nasledujúce dátové prílohy, ktoré sú taktiež na priloženom CD/DVD v digitálnej forme:

- zoznam zdokumentovaných vrto, ktorý môže byť doplnený tabuľkou s výsledkami pozorovaní hladín, resp. piezometrických úrovní vo vrtoch, ak sa v zobrazovanej oblasti takéto vrty nachádzajú;
- mapa (mapy) hydrogeologickej dokumentácie zobrazujúca(e) všetky dokumentačné body. V mnohých prípadoch nie je účelné a ani technicky možné zobrazovať na základnej hydrogeologickej mape všetky dokumentačné body, a preto sú znázornené len na mape dokumentačných bodov.

S hydrogeochemickou mapou a jej textovou časťou je neoddeliteľne spojená aj príloha obsahujúca dokumentačný materiál použitý pri jej zostavovaní – analýzy vzoriek vody, kde má každá analýza číslo zhodné s číslom uvedeným na hydrogeochemickej mape.

Na CD/DVD priloženom k týmto textovým vysvetlivkám opisujúcim hydrogeologické a hydrogeochemické pomery západnej časti Veľkej Fatry sa nachádza jednak digitálna základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa (prílohy 1 a 2), jednak príslušné zoznamy dokumentačných bodov, dokumentačné mapy a ďalšie dokumentačné prílohy. V prípade západnej časti Veľkej Fatry ide o nasledujúce prílohy:

- Príloha 1. Hydrogeologická mapa západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000.
- Príloha 2. Hydrogeochemická mapa západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000.
- Príloha 3. Zoznam zdokumentovaných hydrogeologických vrto.
- Príloha 4. Zoznam zdokumentovaných výverov podzemnej vody s jednorazovým zameraním výdatnosti a vybraných fyzikálno-chemických parametrov.
- Príloha 5. Zoznam zdokumentovaných prameňov s dlhodobým monitorovaním výdatnosti a vybraných fyzikálno-chemických parametrov.
- Príloha 6. Mapy hydrogeologickej dokumentácie v mierke 1 : 25 000 na podklade listokladu máp mierky 1 : 10 000.
- Príloha 7. Hydrogeochemická dokumentácia analýz vzoriek použitých pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy.
- Príloha 8. Mapy izolínií vybraných ukazovateľov.

**VYSVETLIVKY K ZÁKLADNEJ HYDROGEOLOGICKEJ A HYDROGEOCHEMICKEJ  
MAPE ZÁPADNEJ ČASTI VEĽKEJ FATRY 1 : 50 000**

---

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2014

Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Návrh obálky: Mgr. František Bottlík

Tlač a knižárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

**ISBN 978-80-89343-94-2**







ISBN 978-80-89343-94-2