

VYSVETLIVKY

k základnej hydrogeologickej
a hydrogeochemickej mape

POHORIA ŽIAR

v mierke 1 : 50 000

Radovan ČERNÁK
Jozef KORDÍK
František BOTTLIK
Milan HAVRILA
Jaromír HELMA
Milan KOHÚT
Ladislav ŠIMON



VYSVETLIVKY

K ZÁKLADNEJ
HYDROGEOLOGICKEJ
A HYDROGEOCHEMICKEJ MAPE
POHORIA ŽIAR
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 Potfaj, CSc., doc. RNDr. Stanislav Rapant, DrSc.

RADOVAN ČERNÁK, JOZEF KORDÍK, FRANTIŠEK BOTTLIK, MILAN
HAVRILA, JAROMÍR HELMA, MILAN KOHÚT, LADISLAV ŠIMON

VYSVETLIVKY

K ZÁKLADNEJ HYDROGEOLOGICKEJ
A HYDROGEOCHEMICKEJ MAPE

POHORIA ŽIAR

1 : 50 000

© ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2014

ISBN 978-80-89343-95-9

OBSAH

1. ÚVOD	7
2. PRÍRODNÉ POMERY	9
2.1. Geomorfologické pomery, charakter krajiny a vegetácie v území	9
2.2. Klimatické pomery	9
2.3. Hydrologické pomery	20
2.4. Geologické pomery	21
2.4.1. Súčasný stav geologickej preskúmanosti	21
2.4.2. Geologický vývoj a charakteristika litostratigrafických jednotiek	23
2.4.3. Geologicko-tektonická stavba územia	48
2.5. Činnosť človeka, významne ovplyvňujúca hydrogeologické a hydrogeochemické pomery územia	51
3. HYDROGEOLOGICKÁ A HYDROGEOCHEMICKÁ PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA	53
3.1. Súčasný stav hydrogeologickej a hydrogeochemickej preskúmanosti územia	53
3.2. Hranice hydrogeologických rajónov a útvarov podzemnej vody v území	57
4. POUŽITÉ ÚDAJE A METODIKA ICH SPRACOVANIA	59
4.1. Charakteristika dokumentačného materiálu použitého na zostavenie hydrogeologickej mapy	59
4.2. Spôsob spracovania hydrogeologických údajov	60
4.3. Charakteristika reprodukovateľnosti použitého hydrogeochemického dokumentačného materiálu	61
4.3.1. Vzorkovanie a laboratórne práce	61
4.3.2. Spracovanie hydrogeochemických údajov	62
5. HYDROGEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA	65
5.1. Hydrogeologická charakteristika litostratigrafických jednotiek (vrátane charakteristiky rozdelenia hydraulických parametrov hornín)	65
5.2. Obeh a režim podzemnej vody	87
6. HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY	106
6.1. Procesy tvorby chemického zloženia podzemnej vody regiónu	106
6.1.1. Primárne (prírodné) faktory	106
6.1.2. Antropogénne faktory	111
6.2. Charakteristika a klasifikácia chemického zloženia podzemnej vody	111
6.2.1. Charakteristika chemického zloženia podzemnej vody nezaradenej do databázy pri konštrukcii hydrogeochemickej mapy	112
6.2.2. Všeobecná charakteristika chemického zloženia podzemnej vody zaradenej do databázy na konštrukciu hydrogeochemickej mapy	113
6.2.3. Podzemná voda s petrogénnou mineralizáciou	115

6.2.3.1. Podzemná voda so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogén- nou mineralizáciou _____	115
6.2.3.2. Podzemná voda s karbonátogénnou mineralizáciou _____	121
6.2.3.3. Podzemná voda so silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou _____	128
6.3. Charakteristika kvalitatívnych vlastností podzemnej vody _____	130
6.4. Podrobná charakteristika územia navrhnutého na ďalšie práce _____	134
7. ÚDAJE O MNOŽSTVE A ODBEROCH PODZEMNEJ VODY _____	135
8. MINERÁLNA A GEOTERMÁLNA VODA _____	138
9. ZÁVER _____	142
10. LITERATÚRA _____	146
11. SUMMARY _____	152
CD/DVD	

1. ÚVOD

Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej a hydrogeochemickej mape pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000 vychádzajú z výsledkov geologickej úlohy vedy a výskumu číslo 12-02-9/200 *Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska*. Objednávateľom geologických prác základného geologického výskumu bolo Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky (MŽP SR). Zhotovovateľom bol Štátny geologický ústav Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) a zodpovedným riešiteľom geologickej úlohy RNDr. Peter Malík, CSc.

Cieľom geologickej úlohy je okrem iného aj zostavenie série základných hydrogeologických a hydrogeochemických máp 9 regiónov Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000. Zostavenie hydrogeologickej a hydrogeochemickej mapy pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000 sa riešilo v čiastkovej úlohe 05. Napriek pomerne rozsiahlemu súboru hydrogeologických prác z územia pohoria Žiar sa doteraz nereali-zovalo podrobné hydrogeologické mapovanie v tomto území, najmä nie v kryštaliniku.

Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej a hydrogeochemickej mape pohoria Žiar boli zostavené na úrovni poznatkov v roku 2004 s doplnením vybraných informácií o výsledkoch merania prietoku a vrtných prác v oblasti Handlovskej kotliny.

Účelom vydania základnej hydrogeologickej mapy v mierke 1 : 50 000 je získanie a zhodnotenie základných informácií o zdrojoch podzemnej vody a podmienkach jej tvorby, akumulácie a pohybu v hodnotenom území a súčasné poskytnutie objektívnych ucelených podkladov na jej racionálne využívanie a účinnú ochranu. Obsahom mapy je zobrazenie hydrogeologických pomerov územia najmä prostredníctvom grafického vyjadrenia priestorových zmien prietochnosti horninového prostredia a jej variability (resp. priemernej hodnoty merného odtoku podzemnej vody z plochy), hraníc zvodnených kolektorov a zvodnených systémov, izolátorov a poloizolátorov, dynamiky podzemnej vody, vymedzenie hydrogeologických štruktúr a lokalizácia a kvantifikácia výverov podzemnej vody a umelých hydrogeologických objektov.

Cieľom základnej hydrogeochemickej mapy v mierke 1 : 50 000 je plošné zobrazenie najdôležitejších kvalitatívnych a geochemických charakteristík podzemnej vody prvého zvodneného kolektora. Hydrogeochemická mapa priamo nadväzuje na hydrogeologickú mapu. Sú na nej vyjadrené a zohľadnené najmä kvalitatívne, geochemické, environmentálne, vodohospodárske, genetické a prospekčné kritériá. Hydrogeochemická mapa je základným odborným podkladom na charakteristiku kvalitatívnych vlastností a stupňa znečistenia podzemnej vody slúžiacim na jej racionálne využívanie a cieľavedomú ochranu.

Textové vysvetlivky a mapy boli spracované v súlade s projektom podľa smernice na zostavovanie základných hydrogeologických a hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000 (Malík et al., 2003; Rapant a Bodiš, 2003; smernica MŽP SR č. 8/2004, smernica MŽP SR č. 9/2004). Podkladom na zostrojenie mapy bola dokumentácia prameňov a hydrogeologických vrto, výsledky merania prietoku a hydrogeochemické analýzy z archívnych a vlastných prác. Súčasťou hydrogeologickej a hydrogeochemickej mapy a textových vysvetliviek sú prílohy vo forme spracovaných databázových súborov:

- zoznam zdokumentovaných výverov podzemnej vody:
 - s jednorazovým pozorovaním výdatnosti a ďalších fyzikálno-chemických parametrov,
 - s dlhodobým pozorovaním výdatnosti a ďalších fyzikálno-chemických parametrov;
- zoznam zdokumentovaných vrto;
- zoznam hydrogeologicky významných objektov;
- výsledky chemických rozborov podzemnej vody vzoriek využitých pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy;
- mapa hydrogeologickej dokumentácie (v mierke 1 : 25 000).

Geologické práce sa začali v júni 2002, skončili sa v novembri 2004. Celková plocha územia na zostavenie hydrogeologickej a hydrogeochemickej mapy predstavovala 185,65 km².

Dokumentácia prameňov sa robila do dokumentačného denníka, poloha dokumentačných bodov bola zakreslená do základnej topografickej mapy v mierke 1 : 10 000 (slúžila ako podklad mapy dokumentačných bodov v mierke 1 : 25 000 a základnej hydrogeologickej mapy v mierke 1 : 50 000). Na základe údajov z dokumentačných denníkov bola spracovaná databáza prameňov. Ich polohy boli zdigitalizované, čím sa vytvoril základ pre geografický informačný systém (GIS).

Hydrogeochemická mapa pohoria Žiar bola vypracovaná podľa metodiky Rapanta a Bodiša (2003). Textová a grafická časť správy komplexne hodnotí zákonitosti tvorby chemického zloženia a kvalitatívne vlastnosti podzemnej vody. Podklad mapy tvorí jednoduchá topografia terénu (riečna sieť, základné vrstevnice, miestopis). Nosnou časťou mapy je zobrazenie kvalitatívnych, geochemických a vodohospodárskych kritérií prvého zvodneného kolektora. Mapa je doplnená bodovými a kontúrovými značkami a symbolmi. Na vyjadrenie niektorých ďalších dôležitých vlastností podzemnej vody (napr. stupňa kontaminácie, koncentrácie dusičnanov a síranov, hodnôt celkovej mineralizácie a agresivity podzemnej vody) boli v mierke 1 : 200 000 zhotovené prídavné monotematické mapy.

Textová časť k hydrogeochemickej mape je súčasťou textových vysvetliviek k základnej hydrogeologickej mape. Obsahuje:

- hydrogeochemickú preskúmanosť územia,
- charakter reprodukovateľnosti použitého hydrogeochemického dokumentačného materiálu,
- charakteristiku procesov tvorby chemického zloženia podzemnej vody (vrátane antropogénne podmienených faktorov),
- charakteristiku a klasifikáciu chemického zloženia podzemnej vody,
- charakteristiku kvalitatívnych vlastností podzemnej vody,
- podrobnú charakteristiku území navrhnutých na ďalšie práce v podrobnejších mierkach a zdôvodnenie navrhovaného charakteru prác.

Na zostavenie hydrogeochemickej mapy pohoria Žiar sa v rokoch 2003 – 2004 odobralo 40 vzoriek podzemnej vody. Okrem toho sa použili výsledky vzorkovania vykonaného v rámci zostavovania *Geochemického atlasu Slovenskej republiky, časť Podzemné vody*, v celkovom počte 93 vzoriek z obdobia 1991 – 1993 (Rapant et al., 1996). Z ďalších archívnych správ je spracovaných 158 analýz podzemnej vody, 54 analýz povrchovej vody a 85 analýz minerálnej vody. Z týchto údajov sa chemické analýzy na zostavenie mapy využili len účelovo a zohľadnili sa napr. rozdielnosti rozsahu a presnosti analytických metód. Množstvo dokumentačného materiálu vyhovuje kritériám na zostavenie hydrogeochemickej mapy v mierke 1 : 50 000 (predpokladá sa minimálna hustota 1 vzorka na 3 km²).

Na hydrogeochemickej mape je spracovaných 148 hydrogeochemických objektov (lokalít) s celkovým počtom 250 chemických analýz. Hydrogeochemická mapa úzko nadväzuje na hydrogeologickú mapu územia a bola spracovaná s využitím geologických podkladov Kohúta et al. (2004), Lexu et al. (1998), Šimona et al. (1997) a Rakúsa et al. (1988).

Na zostavení mapy a vypracovaní vysvetliviek sa podieľali nasledujúci pracovníci:

R. Černák a J. Kordík – riešitelia samostatných častí;

R. Černák, F. Bottlik a J. Helma – hydrogeologická charakteristika územia, prírodné pomery, spracovanie databázy prameňov a hydrogeologických vrtov;

R. Černák, F. Bottlik, J. Čišovský, J. Helma, J. Hovanec, A. Janega, S. Jurčák, M. Klúz, J. Kordík, J. Leššo, J. Macháčková, J. Michalko, M. Michalko, M. Schifferdeckerová, A. Tlučáková, P. Ujházy a S. Vojtková – mapovanie prameňov;

R. Černák, J. Čišovský, J. Helma, J. Hovanec, J. Leššo a J. Michalko – merania prietoku.

Geologické podklady do textových vysvetliviek k hydrogeologickej mape študovaného územia spracovali RNDr. Milan Kohút, CSc. (kryštalínium), RNDr. Milan Havrila (mezozoikum) a RNDr. Ladislav Šimon, PhD. (neogén).

Kolektív autorov ďakuje RNDr. Petrovi Malíkovi, CSc., RNDr. Svetožárovi Schererovi a Mgr. Jaromírovi Švastovi za cenné rady pri riešení tejto úlohy. Poďakovanie patrí takisto všetkým, ktorí sa podieľali na terénnych, laboratórnych aj kancelárskych prácach pri vypracúvaní správy.

2. PRÍRODNÉ POMERY

2.1. GEOMORFOLOGICKÉ POMERY, CHARAKTER KRAJINY A VEGETÁCIE V ÚZEMÍ

Študované územie sa nachádza v pohorí Žiar, ktoré podľa geomorfologického členenia Slovenska (Mazúr a Lukniš, 1986, in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) zaraďujeme takto:

- Sústava: Alpsko-himalájska
- Podsústava: Karpaty
- Provincia: Západné Karpaty
- Subprovincia: vnútorné Západné Karpaty
- Oblasť: Fatransko-tatranská
- Celok: **Žiar**
- Podcelok: Sokol
- Podcelok: Vyšehrad
- Podcelok: Horeňovo
- Podcelok: Rovne

Pohorie Žiar je zo západu ohraničené Hornonitrianskou kotlinou (jej podcelky Prievidzská a Handlovská kotlina), zo severu Malou Fatrou, z východu Turčianskou kotlinou (podcelok Diviacka pahorkatina) a z juhu Kremnickými vrchmi. Dĺžka pohoria je približne 30 km, priemerná šírka okolo 8 km (obr. 2.1.1).

Nadmorská výška hlavného hrebeňa Žiaru tiahnuceho sa v smere S – J (Horeňovo – Nemcovo – Misárske – Opálený vrch – Vyšehrad – Pálený vrch – Rozložná – Gaštan – Závozy) sa pohybuje v intervale od 700 do 900 m n. m. Najvyšší vrch v tejto oblasti je kóta na Z od lokality Chlieviská a na SV od kóty Sokol s nadmorskou výškou 1 024,4 m, na V od hlavného hrebeňa. Ten tvorí orografickú rozvodnicu tokov Nitra a Turiec a hranicu okresov Martin a Prievidza. Priemerná nadmorská výška študovaného územia (185,65 km²) bola vypočítaná z DEM 100 (Digital Elevation Model s veľkosťou bunky 100 x 100 m) a predstavuje 607 m n. m.

Hlboké doliny tvaru „V“ bez významných nív, ktoré vznikli na tektonických líniách, rozdeľujú pohorie Žiar na niekoľko blokov. Dno vnútorných dolín, ako aj okraje kotlin ohraničujúce pohorie majú nadmorskú výšku asi 400 až 550 m.

Erozívna báza toku Nítry sa v prípade tokov z pohoria Žiar pohybuje od 400 m n. m. (Kľačno) do zhruba 300 m n. m. (Prievidza). Na východnej strane sa erozívna báza toku Turiec (toky z pohoria Žiar) pohybuje od 550 (Sklené) do zhruba 440 m n. m. (žel. st. Kláštor p. Znievom).

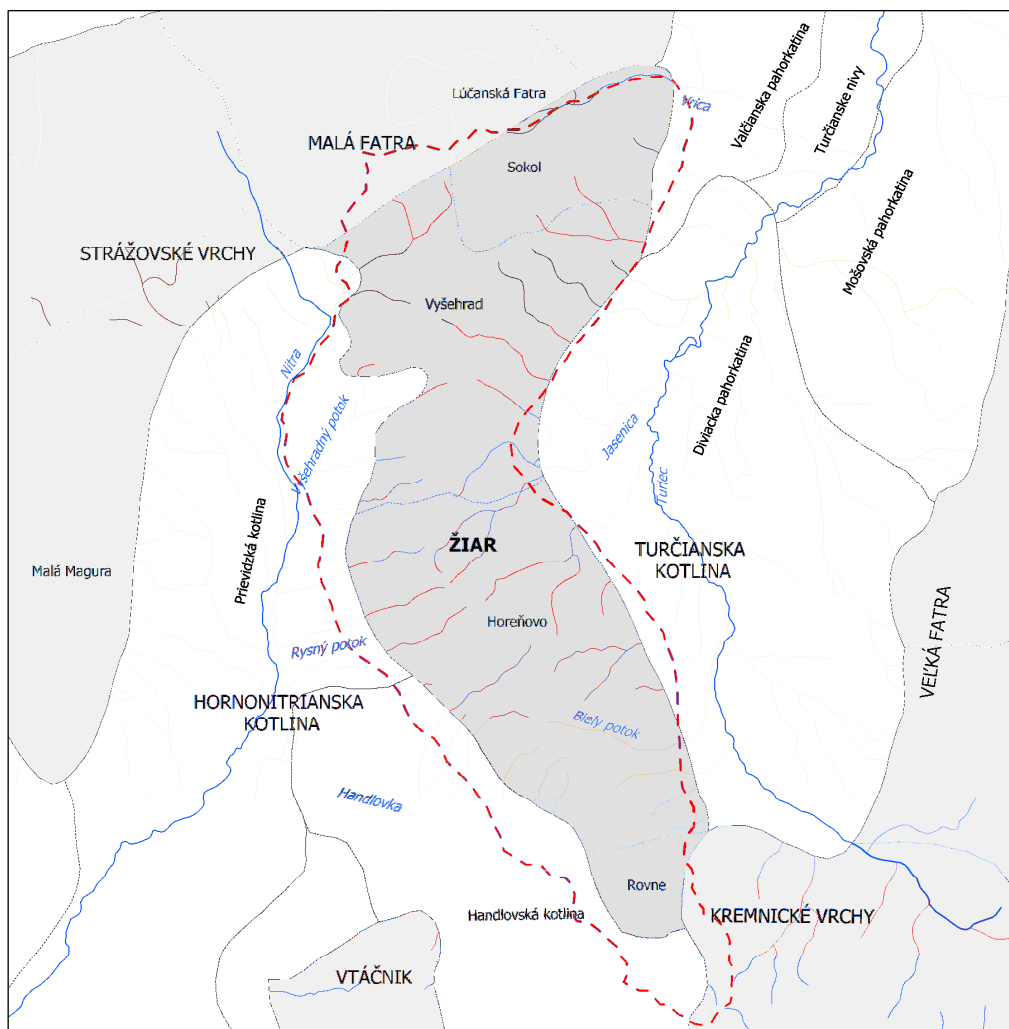
Morfoštruktúra Žiaru je výsledkom vrásnenia v období kriedy a paleogénu a zlomovej tektoniky počas miocénu a pliocénu. Pravdepodobne po panóne sa stabilizoval a zarovnal reliéf aj v okolitých pohoriach. Následkom zdvihových pohybov v pliocéne sa povrch (označovaný ako stredohorská roveň) rozčlenil. Ďalšie zarovnávanie povrchu nastalo vo vrchnom pliocéne (vznikla poriečna roveň a jej zvyšky lemujú styk pohoria s kotlinami). Deštrukcia povrchu počas kvartéru bola výraznejšia na nitrianskej strane ako dôsledok nižšej úrovne erozívnej bázy. Naopak, na strane Turca je menší výškový rozdiel medzi vrcholovými a úpätnými časťami a miernejšie modelovaný reliéf (Polák, 1997).

Prehľad geomorfologických pomerov je spracovaný na základe *Atlasu SSR* (1980) a je prehľadne uvedený v tab. 2.1.1a. Na doplnenie v tab. 2.1.1b, c uvádzame aj najdôležitejšie pôdne a vegetačné pomery.

2.2. KLIMATICKÉ POMERY

Pri spracovaní tejto kapitoly boli na charakteristiku klimatických pomerov použité údaje Slovenského hydrometeorologického ústavu (SHMÚ) z okolia študovaného územia, ako aj všeobecný prehľad klimatických pomerov z *Atlasu SSR* (1980) a *Atlasu krajiny SR* (2002).

Potrebné klimatické charakteristiky sú získané z meteorologických staníc po obvode územia, väčšinou v kotlinách, ale priamo v hodnotenom území sa žiadne nenachádzajú. Nasledujúca tabuľka (tab. 2.2.1) a obrázok (obr. 2.2.1) poskytujú prehľad meteorologických staníc.



Obr. 2.1.1. Geomorfologické členenie Slovenska (Mazúr a Lukniš, 1980) so zvýraznením skúmaného územia.

Tab. 2.1.1a. Geomorfologické pomery.

Príslušná charakteristika – oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
Energia reliéfu (Mazúr in <i>Atlas SSR</i> , 1980): – oblasť Kláštora p. Znievom – centrálna časť pohoria, väčšina mezozoika a hrebeň. časť kryštalin. – oblasť Jasenovo – Podskálie – oblasť z. okraja kryštalinika	470 – 640 m: veľmi hlboko rezaný reliéf 310 – 470 m: hlboko rezaný reliéf 180 – 310 m: stredne rezaný reliéf 100 – 180 m: silne zvlnený/mierne rezaný reliéf
Horizontálna členitosť reliéfu (Mazúr in <i>Atlas SSR</i> , 1980): – hrebeňová časť od Vyšehradu po Horeňovo a Tmavá dolina v s. časti územia – oblasť Jasenova a v. časť od Horeňova po Sklené – zvyšok územia	2,5 km ² a viac na 1 km ² od 1,25 do 1,75 km ² na 1 km ² od 1,75 do 2,5 km ² na 1 km ²
Morfoštruktúry (Mazúr in <i>Atlas SSR</i> , 1980):	– pozitívna morfoštruktúra – hrast' pohoria Žiar s osou v smere SZ až JV v rámci vrásovo-blokovej fatransko-tatranskej morfoštruktúry
Súčasný reliéftvorný procesy (Jakál in <i>Atlas SSR</i> , 1980): – väčšina územia – oblasť ráztočnianskeho mezozoika – oblasť Jasenova a v. okraja pohoria	– silný fluviaálny erozívny proces so silnou hĺbkovou eróziou, stredne silný až silný pohyb hmôt po svahoch v horskom reliéfe – fluviaálno-krasový proces s tvorbou krasových a polokrasových foriem a tvorbou zovretých dolín – slabý fluviaálny erozívny proces s miernym pohybom svahových hmôt v pahorkatinách s dominanciou rozovretých úvalín. dolín
Základné typy reliéfu (Mazúr, Činčura a Kvitovič in <i>Atlas SSR</i> , 1980): – väčšina územia – j. časť kryštalinika, okolie Vyšehradu a od hrebeňa sz. časť územia po kotlinu – okolie Dubového a Budiša, dolina Jasenice, Lehotská dolina – od Jasenova, sv. časť pohoria po Chlieviská – ráztočnianske mezozoikum	– hornatinový reliéf – vrchovinový reliéf – planačno-rázsochový reliéf – reliéf krasových planín

Tab. 2.1.1a – pokračovanie.

Príslušná charakteristika – oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
Tvary dolín v pohorí Žiar (Mazúr, Činčura a Kvitovič in <i>Atlas SSR</i> , 1980): – dolina Vríce na s. okraji pohoria – dolina Hraničného potoka na jz. okraji pohoria – veľká časť územia – kryštalinikum a mezozoikum	– prielomová nekaňonovitá dolina – úvalinovitá dolina – hlboké doliny tvaru „V“ bez nivy alebo so slabo vyvinutou nivou, ktoré na hranici s kotlinou tvoria úvalinovité doliny alebo na sv. okraji pohoria prolúviálne kužele
Sklonitosť územia (Kvitovič in <i>Atlas SSR</i> , 1980): – centrálna časť pohoria – okrajové časti pohoria a oblasť medzi Jasenovom a Vyšehradným	14 – 24° 6 – 14°
Typologické členenie reliéfu (Mazúr in <i>Atlas SSR</i> , 1980): – kryštalinikum pohoria Žiar – mezozoikum – hrebeňová časť – mezozoikum od hrebeňa po kotlinu v úseku od Jasenova po Pole-rieku – oblasť Solky – Vyšehradné	erozívno-denudačný reliéf, fluviálne rezaný, rázsochovitý fluviálne rezaná vrchovina a hornatina na kryštalických štruktúrach so slabým uplatnením litologického zloženia fluviálne rezaná hornatina na príkrovovo-vrásových štruktúrach so slabým až stredným uplatnením litologického zloženia erozívno-denudačný reliéf, planačno-fluviálny, rozrezaný rozrezaná planina na príkrovovo-vrásových štruktúrach so slabým až stredným uplatnením litologického zloženia erozívno-denudačný reliéf, pedimentový, fluviálno-denudačný pedimentová rezaná pahorkatina na morfotektonickej depresii na slabo spevnených sedimentoch so slabým uplatnením litol. zloženia

Tab. 2.1.1b. Pôdne pomery.

Príslušná charakteristika – oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
Priepustnosť a retenčná schopnosť pôd (Cambel a Rehák in <i>Atlas krajiny</i> , 2002): – dolina Vríce a Jasenice a centrálna časť kryštalinika – centrálna časť kryštalinika (okolie Štyroch chotárov – Nemcovo – časť dol. Čausianskeho potoka) – z. okraj pohoria medzi Vyšehradom a dolinou Vríce a v. okraj pohoria medzi Budišom a Skleným	<i>Retenčná schopnosť/priepustnosť</i> <i>stredná/stredná</i> <i>malá až stredná/stredná až veľká</i> <i>veľká/stredná</i>
Zrornosť pôdy (Čurlík a Šály in <i>Atlas krajiny</i> , 2002): – územie od doliny Vríce po dolinu Vyšehradného potoka a okolie Podskália – centrálna časť kryštalinika a územie od doliny Vyšehradného potoka a okolie Podskália	<i>Zrornosť trieda/kamenitosť</i> <i>hlinité, miestami ílovito-hlinité/stredne kamenité (štrkovité) 20 – 50 %</i> <i>piesčito-hlinité, miestami hlinito-piesčité/stredne kamenité (štrkovité) 20 – 50 %</i>

Tab. 2.1.1c. Vegetácia.

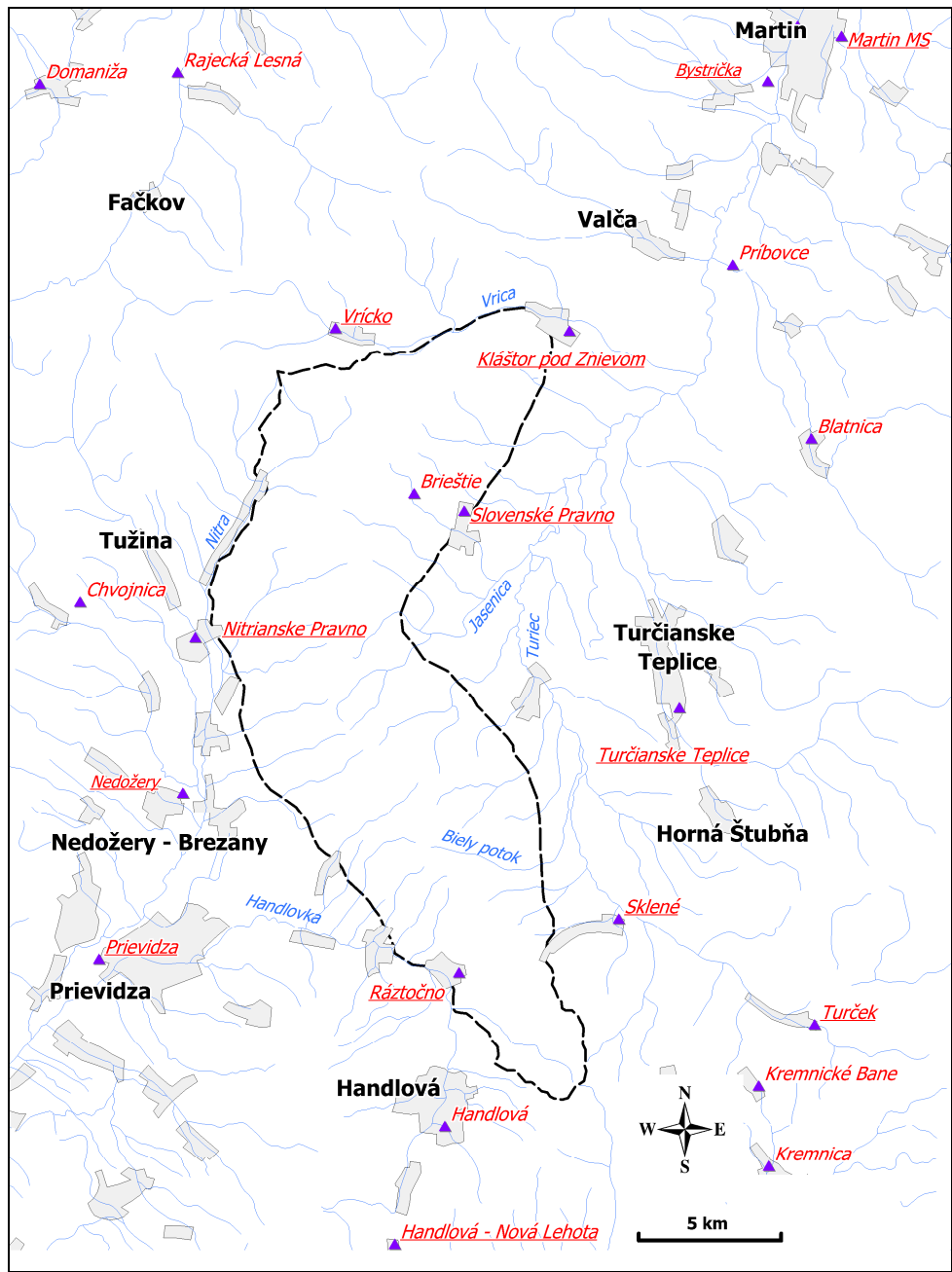
Príslušná charakteristika – oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
Potenciálna prirodzená vegetácia (Michalko, Berta, Magic a Malgocký in <i>Atlas Slovenska</i> , 1980): – centrálna časť pohoria – väčšina územia – sz. časť pohoria – jz. a sv. okraj pohoria	bukové lesy karpatské reliktné borovicové lesy karpatské dubovo-hrabové lesy a zmiešané listnato-ihličnaté lesy

Tab. 2.2.1. Zoznam meteorologických staníc v okolí pohoria Žiar pozorovaných SHMÚ.

Názov stanice	Druh stanice	Nadm. výška stanice (m n. m.)	Povodie	Pozorované roky
Bystrička	doplnková	440	Turiec	
Martin	ombrometrická	390	Turiec	1902 – 1909, 1912 – 1918, 1950 – 1998, 1991 – súčasnosť
Vrúcko	ombrometrická	603	Turiec	1948 – 1954, 1961 – súčasnosť
Kláštor pod Znievom	doplnková – ombrometrická	510	Turiec	1960 – súčasnosť
Slovenské Pravno		500	Turiec	1962 – súčasnosť
Turčianske Teplice	doplnková	518	Turiec	1896 – 1963, 1990 – súčasnosť
Sklené	ombrometrická	587	Turiec	1926 – 1954, 1956 – súčasnosť
Turček	ombrometrická	670	Turiec	1923 – 1937, 1942 – 1944, 1946 – súčasnosť

Názov stanice	Druh stanice	Nadm. výška stanice (m n. m.)	Povodie	Pozorované roky
Nitrianske Pravno	doplnková – ombrometrická	348	Nitra	1896 – 1941, 1948 – súčasnosť
Prievidza	doplnková – základná	280	Nitra	1972 – súčasnosť
Ráztočno	ombrometrická	370	Nitra	1913 – 1946, 1949 – súčasnosť
Handlová		597	Nitra	1925 – 1940, 1948, 1951, 1953 – súčasnosť
Nedožery		305	Nitra	1950 – 1993

(Pozn.: k stanici Nedožery bola nadm. výška odčítaná z mapy)



Obr. 2.2.1. Polohy zrážkomerných staníc v okolí pohoria Žiar pozorované SHMÚ. Zvýraznené stanice s hodnotením zrážkových úhrnov.

Zrážky

Významným zdrojom dopĺňania zásob podzemnej vody sú zrážky a jarné topenie snehu. Množstvo spadnutých zrážok sa v študovanom území pohybuje v rozpätí 650 – 1 100 mm ročne (tab. 2.2.2). Na základe porovnania priemerných ročných úhrnov môžeme predpokladať mierne klesajúci

charakter (podľa zrážkomerných staníc Kláštor pod Znievom, Nitrianske Pravno, Ráztočno, Prievidza a Turčianske Teplice). V rokoch 2002 a 2003 prebiehala hlavná časť mapovacích prác. V porovnaní s dlhodobým zrážkovým priemerom za roky 1961 – 1990 v roku 2002 spadlo na území viac zrážok. Podľa kritérií, ktoré používa SHMÚ, sa rok 2002 považuje za vlhký rok – spadlo priemerne 119 % normálu (priemerná hodnota zo staníc v hodnotenom území). Naproti tomu, rok 2003 sa považuje za suchý rok – priemerne 80 % normálu (podľa charakteristiky jednotlivých rokov sa za vlhký rok považuje rok s ročnými zrážkami v intervale 111 – 120 % normálu a suchý rok v intervale 80 – 90 % normálu).

Veľkosť zrážkových úhrnov na konkrétnom mieste závisí od mnohých činiteľov, ako je prevládajúci smer vetrov, nadmorská výška, pozícia vo vzťahu k zrážkovému tieňu, teplota vzduchu atď. Z týchto istých zrážkomerných staníc je na obrázku 2.2.2 znázornená závislosť zrážkových úhrnov od nadmorskej výšky, pričom iné faktory ovplyvňujúce zrážky sú zanedbané. V hodnotenom území sme vyjadrili 4 skupiny údajov. Z údajov za obdobie 1931 – 1960 a 1951 – 1980 môžeme podľa regresnej rovnice predpokladať, že na 100 m nadmorskej výšky vzrastá veľkosť zrážkových úhrnov zhruba o 45 mm (43,3 až 46,5 mm). Ak zoberieme do úvahy údaje z rokov 1961 – 1990, resp. 2002, zrážkové úhrny vzrastajú zhruba o 63 mm na 100 m (62,8, resp. 69,1 mm).

Na základe rovnice z obrázka 2.2.2 môžeme získať odhad priemerných ročných zrážok v polohách s vyššou nadmorskou výškou, kde nie sú situované žiadne zrážkomerné stanice. Pri priemernej výške pohoria 607 m n. m. môžeme približne vypočítať hodnotu zrážkových úhrnov.

Použitím regresnej rovnice v prípade dlhodobého priemeru za roky 1951 – 1980 [$Y_{(1951-1980)} = 0,4338 \cdot X + 566,46$] dostaneme približné zrážkové úhrny pri priemernej výške pohoria **607 m n. m.**, ktorá predstavuje **829,8 mm** zrážok, a vo vyšších častiach pohoria (pri nadmorskej výške 900 m n. m.) sa zrážkové úhrny pohybujú okolo **956,9 mm**.

Použitím regresnej rovnice v prípade dlhodobého priemeru za roky 1961 – 1990 [$Y_{(1961-1990)} = 0,628 \cdot X + 487$] dostaneme približné zrážkové úhrny pri priemernej výške pohoria **607 m n. m.**, ktorá predstavuje **868 mm** zrážok, a vo vyšších častiach pohoria (pri nadmorskej výške 900 m n. m.) sa zrážkové úhrny pohybujú okolo **1 050 mm**.

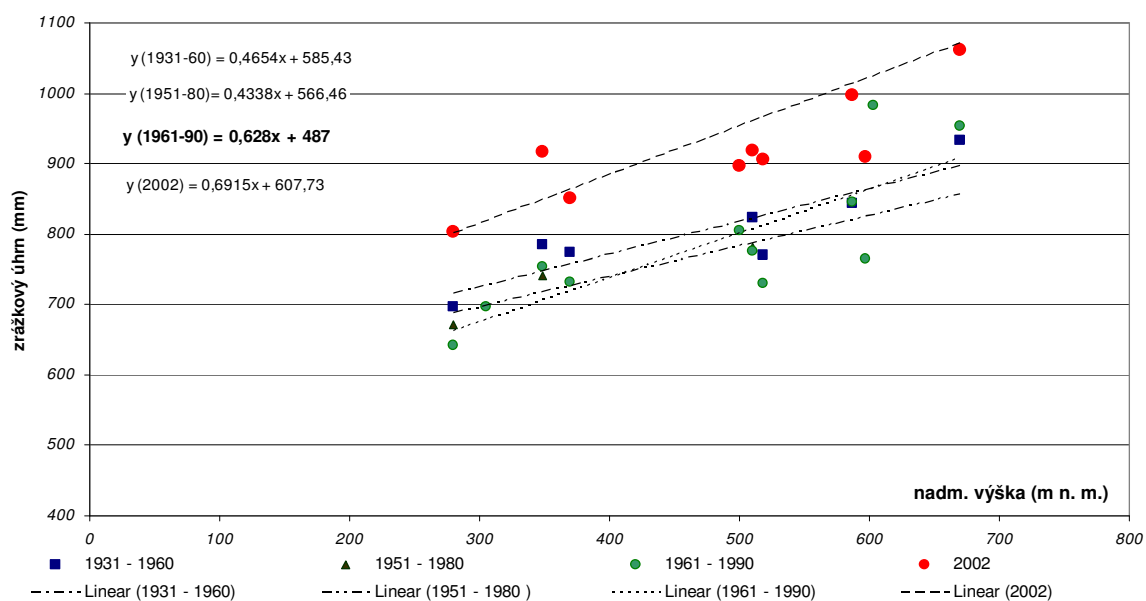
Tab. 2.2.2. Priemerné mesačné úhrny zrážok v mm.

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	IV – IX	X – III
Vrúcko	65	62	61	70	99	117	92	93	73	73	89	89	983	544	439
Vrúcko	77,4	165	52,9	57,2	81,2	121	141	120	94,6	186	95,5	69,5	1 261	614,8	646,4
128 %															
% normálu (1961 – 1990)															
Kláštór pod Znievom	52	56	52	54	80	90	99	81	63	71	66	59	823	467	356
Kláštór pod Znievom	48	50	45	52	65	96	95	81	60	59	67	64	781	449	333
Kláštór pod Znievom	51	44	43	52	76	92	79	80	63	58	69	68	775	442	333
Kláštór pod Znievom	45,5	127	36,6	45,1	73,3	84,9	97,8	76,3	93,1	126	60,4	53	919	470,5	448,4
119 %															
% normálu (1961 – 1990)															
Slovenské Pravno	59	53	47	51	80	91	80	81	59	59	71	74	805	442	363
Slovenské Pravno	65	109	35	32,3	78	77,4	80,9	115	70,6	115	66,2	51,6	896	454,6	441,5
111 %															
% normálu (1961 – 1990)															
Turčianske Teplice	43	44	48	47	78	94	106	83	62	62	58	46	771	470	301
Turčianske Teplice*	42	40	38	50	77	89	84	84	62	51	60	52	729	446	283
Turčianske Teplice*	41,5	93,4	28,1	16,1	66,3	98,9	146	113	71,5	140	49,1	41,6	906	512	393,7
124 %															
% normálu (1961 – 1990)															
Sklené	52	54	57	58	88	89	105	83	61	66	71	59	843	484	359
Sklené	55	48	49	60	87	105	81	89	65	62	72	72	845	487	358
Sklené	49	125	36	34,8	61,6	106	169	106	47,4	145	55,9	62	998	525,2	472,3
118 %															
% normálu (1961 – 1990)															
Turček	59	63	62	64	90	102	105	94	69	75	81	69	933	524	409
Turček	64	62	57	69	95	114	89	93	73	69	87	82	954	533	421
Turček	49,2	101,6	39,1	51,6	71	134,8	152,4	157,6	66	119,8	61,1	57,9	1 062	633,4	428,7
111 %															
% normálu (1961 – 1990)															
Nitrianske Pravno	49	52	50	50	71	83	90	71	56	65	67	54	785	421	337
Nitrianske Pravno	44	48	44	53	63	85	84	75	55	57	68	65	740	415	326
Nitrianske Pravno	50	47	43	53	77	85	70	77	56	56	73	67	754	418	336
Nitrianske Pravno	44,1	113	25	41,5	72,2	103	120	114	64,3	122	51,3	46,5	916	515,1	401,2

Tab. 2.2.2 – pokračovanie.

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	IV – IX	X – III
% normálu (1961 – 1990)															
Nedožery-Brezany	45	39	40	47	68	86	69	75	54	48	64	61	696	399	297
Handlová	47	46	44	58	78	92	67	78	58	54	76	66	764	431	333
Handlová	42,3	101	26,5	54,5	98	119	101	94,8	46,9	102	53,6	70,8	910	514,5	395,9
% normálu (1961 – 1990)															
Handlová	81,9	8,7	7,8	52,1	122,3	45,4	97,8	31,4	32,7	102,7	37,8	37,8	658,4	381,7	276,7
% normálu (1961 – 1990)															
Ráztočno	53	48	49	49	78	87	106	74	57	62	62	49	774	451	323
Ráztočno	43	40	39	52	72	90	70	84	59	53	67	62	731	427	304
Ráztočno	41,3	92,4	27,7	33,9	83,6	118	107	107	39,1	110	48,6	42,7	851	488,4	362,6
% normálu (1961 – 1990)															
Ráztočno	72,9	5,4	9,3	38,1	98,2	54	122,8	28	26,3	56,2	28,5	35,8	575,5	367,4	208,1
% normálu (1961 – 1990)															
Prievidza	42	41	41	45	66	82	97	70	53	57	56	47	697	413	284
Prievidza	36	38	36	46	58	88	87	74	51	46	56	55	672	404	267
Prievidza	38	34	36	43	66	81	67	75	50	42	56	54	642	382	260
PRIEVIDZA	36,5	93,7	19	24,5	45,5	96,3	104	150	43,6	111	47	33	804	464,2	340,2
% normálu (1961 – 1990)															
Prievidza	60,3	3	4,4	30	75,2	32,1	114,7	25,2	22,1	68,3	25,3	29,9	490,5	299,3	191,2
% normálu (1961 – 1990)															
76 %															

Pozn.: * Meteorologická stanica Turčianske Teplice bola premiestnená do Bodorovej.



Obr. 2.2.2. Závislosť zrážkového úhrnu od nadmorskej výšky podľa lineárnej regresie v zrážkomerných staniách v okolí študovaného územia.

Teplota

Teplota vzduchu v blízkosti skúmaného územia sa pozoruje na staniách Bystrička, Kláštor pod Znievom, Turčianske Teplice, vrch Krížna a Prievidza.

V tab. 2.2.3 sú zdokumentované hodnoty priemernej mesačnej a ročnej teploty vzduchu. So zvyšovaním nadmorskej výšky sa znižuje priemerná ročná teplota asi o 0,5 °C na 100 výškových metrov (v susednom pohorí Veľká Fatra je to zhruba o 0,4 – 0,6 °C; Malík a Kordík, 1999).

Tab. 2.2.3. Priemerná mesačná teplota vzduchu v °C.

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	IV – IX	X – III
Bystrička (okr. Martin) 1931 – 1960	-4,0	-2,3	2,0	7,6	12,8	15,9	17,5	16,7	13,0	7,9	3,2	-1,0	7,4	13,9	1,0
Bystrička (okr. Martin) 1951 – 1980	-3,2	-1,5	2,1	7,5	12,3	15,8	16,8	16,3	12,7	8,1	3,2	-1,1	7,4	13,6	1,3
Kláštor pod Znievom 1931 – 1960	-4,1	-2,2	1,8	7,6	12,9	16,0	17,8	17,0	13,3	8,1	3,1	-1,1	7,5	14,1	0,9
Turčianske Teplice 1931 – 1960	-4,0	-2,3	1,8	7,1	12,1	15,2	16,9	16,2	12,8	7,7	2,9	-1,2	7,1	13,4	0,8
Turčianske Teplice* 1951 – 1980	-3,7	-1,7	1,9	7,3	12,2	15,7	16,8	16,2	12,6	7,9	3,1	-1,4	7,2	13,5	1
Turčianske Teplice* 2002	-3,6	2,4	4,3	7,8	15,8	17,4	18,9	17,5	11,5	6,7	5,6	-3,4	8,40	14,8	2
Krížna 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	-3,9
Nitrianske Pravno 1931 – 1960	-3,1	-1,3	2,8	8,4	13,8	16,8	18,4	17,7	14,1	8,6	4,0	0,0	8,4	14,9	1,8
Prievidza 1931 – 1960	-3,0	-1,2	3,2	8,7	13,9	16,9	18,7	18,0	14,3	8,9	4,2	-0,2	8,5	15,1	2,0
Prievidza 1951 – 1980	-2,4	-0,3	3,4	8,7	13,5	17,1	18,2	17,7	13,8	9	4,2	-0,2	8,6	14,9	2,3
Prievidza 2002	-2,8	3,4	5,9	9,6	17,4	18,8	21,1	19,8	13,5	8	7,3	-1,7	10,0	16,7	3,4

Pozn.: * Meteorologická stanica Turčianske Teplice bola premiestnená do Bodorovej.

Za predpokladu, že priemerná ročná teplota klesá zhruba o 0,5 °C na 100 výškových metrov, môžeme predpokladať priemernú ročnú teplotu vzduchu pri priemernej výške pohoria (607 m n. m.) približne 6,95 °C (prepočet podľa stanice Prievidza za dlhodobu pozorované obdobie 1951 – 1980) a 6,75 °C (prepočet podľa stanice Turčianske Teplice za dlhodobu pozorované obdobie 1951 – 1980). Vo vyšších častiach pohoria vo výške asi 900 m n. m. predpokladáme teplotu 5,5 °C (prepočet podľa stanice Prievidza za dlhodobu pozorované obdobie 1951 – 1980).

Evapotranspirácia

Množstvo vody, ktoré vsiakne do horninového prostredia, závisí od veľkosti zrážok, výparu a hydraulických vlastností horninového prostredia. Proces **výparu** z povrchu pôdy a rastlín okrem energetických činiteľov silne závisí od vlhkostných pomerov najvyššej vrstvy pôdy. V horách pozorujeme dostatok zrážok počas celého roka, a preto je tu evapotranspirácia limitovaná predovšetkým celkovou bilanciou žiarenia a rovná sa **potenciálnej evapotranspirácii** alebo len nepatrne sa od nej líši. V horách pomer **skutočná ETP/potenciálna ETP** za rok predstavuje 93 %. So znižovaním nadmorskej výšky sa zvyšuje teplota vzduchu a celková radiačná bilancia. Rastom zrážkových úhrnov pri dostatočných energetických možnostiach evapotranspirácia s nadmorskou výškou po určitú hranicu narastá a potom v dôsledku nedostatku energie (zväčšovanie oblačnosti, nárast počtu dní so snehovou pokrývkou, zvyšovanie relatívnej vlhkosti vzduchu a pokles teploty vzduchu a pôdy) sa evapotranspirácia s výškou znižuje. Maximálne úhrny pozorujeme v predhorách (400 mm). Na porovnanie, v Podunajskej nížine priemerný úhrn evapotranspirácie klesá na menej ako 350 mm a v najvyšších polohách Tatier na menej ako 250 mm (Tomlain, 1997).

Priemerné mesačné a ročné úhrny *potenciálnej a skutočnej evapotranspirácie* v mm za obdobie 1961 – 1990 sú uvedené v tab. 2.2.4a, b.

Tab. 2.2.4a. Priemerné mesačné a ročné úhrny *potenciálnej evapotranspirácie* v mm za obdobie 1951 – 1980 (údaje SHMÚ) a 1961 – 1990 (Tomlain, 1997).

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bystrička (okr. Martin) 1951 – 1980	1	4	25	54	86	96	98	83	53	28	10	1	539
Bystrička (okr. Martin) 1961 – 1990	2	8	30	61	88	98	105	90	57	32	10	2	583
Prievidza 1951 – 1980	1	6	31	63	93	106	115	96	66	31	12	2	622
Prievidza 1961 – 1990	3	11	36	65	94	105	115	96	62	36	14	4	641

Tab. 2.2.4b. Priemerné mesačné a ročné úhrny *skutočnej evapotranspirácie* v mm za obdobie 1951 – 1980 (údaje SHMÚ) a 1961 – 1990 (Tomlain, 1997).

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bystrička (okr. Martin) 1951 – 1980	1	4	22	49	82	92	86	70	46	25	9	1	487
Bystrička (okr. Martin) 1961 – 1990	2	6	25	52	79	86	84	67	44	25	9	1	480
Prievidza 1951 – 1980	1	6	24	52	78	88	88	69	47	23	9	2	487
Prievidza 1961 – 1990	2	9	28	52	75	80	76	58	39	24	10	3	456

Presné stanovenie skutočnej (reálnej) evapotranspirácie ($ETP_{skutočná}$) je základný, ale aj najzložitejší problém správneho riešenia hydrologickej bilancie a tým aj následného správneho stanovenia množstva prírodnej vody a jej časti – prírodných zdrojov podzemnej vody. Použitie každej výpočtovej metódy na odhad evapotranspirácie je hrubá schematizácia, ale v prijateľných ekonomických podmienkach neexistuje iné riešenie. Presnosť výpočtu podľa uvedených metód je podmienená použitím vhodných vstupných údajov, a to najmä zrážkových úhrnov a teploty vzduchu. Reálnu evapotranspiráciu sme ráтали

z upravených hodnôt zrážkových úhrnov v závislosti od nadmorskej výšky a teplota vzduchu bola upravená v závislosti od nadmorskej výšky. Odčítaním reálnej evapotranspirácie za určité obdobie od hodnôt zrážkových úhrnov dostaneme hodnotu odtokového potenciálu.

Z výpočtových metód s ročným krokom hodnotenia uplatňovaných pri dlhodobých hydrologických bilanciách a podávajúcich priemerné dlhodobé hodnoty ako najpresnejšia vychádza empirická metóda Leibschera a Klinera. Podľa výsledkov riešenia projektu PHARE EU/95/WAT/31 podáva v priemere podhodnotenie reálnej evapotranspirácie o 10,6 % v porovnaní s referenčnými hodnotami vyčíslenými z bilančnej rovnice. Rovnicu hydrologickej bilancie podľa Leibschera a Klinera uvádza Kullman (in Vrana a Simpson, 2000) v nasledujúcom tvare:

$$ETP_{skutočná} = 255 + 0,12 Z + 19,6 T,$$

kde:

$ETP_{skutočná}$ – skutočná (reálna) evapotranspirácia,

Z – priemerný ročný úhrn zrážok za dlhodobo hodnotené obdobie,

T – priemerná ročná teplota vzduchu za dlhodobo hodnotené obdobie.

Kvôli orientácii uvádzame výpočet ETP podľa uvedenej rovnice pri priemernej nadmorskej výške pohoria (607 m n. m.), pri vyšších polohách (900 m n. m.) a pri nadmorskej výške meranej stanice Prievidza (280 m n. m.) za dlhodobo pozorované obdobie 1951 – 1980.

$ETP_{skutočná}$ (280) = $255 + 0,12 \cdot 672 + 19,6 \cdot 8,6 = 433,23$ mm. Tomlain (1997) uvádza hodnotu 487 mm (tab. 2.2.4b), čo predstavuje podhodnotenie reálnej evapotranspirácie o 11,04 %.

$$ETP_{skutočná}$$
 (607) = $255 + 0,12 \cdot 828,8 + 19,6 \cdot 6,75 = 486,7$ mm.

$$ETP_{skutočná}$$
 (900) = $255 + 0,12 \cdot 956,9 + 19,6 \cdot 5,5 = 477,6$ mm.

Údaje boli vypočítané za dlhodobo pozorované obdobie 1951 – 1980. Z dlhodobo pozorovaného obdobia 1961 – 1990 sme nemali k dispozícii dlhodobé hodnoty priemernej ročnej teploty vzduchu potrebné na výpočet podľa Leibschera a Klinera.

Odtokový potenciál

Pri odhadovaní množstva zrážok, ktoré vytvárajú zdrojovú vodu na infiltráciu, má v hodnotenom území rozhodujúci význam rozdiel medzi zrážkami a skutočným výparom. Tento rozdiel nazval Malík (Malík et al., 1999) odtokový potenciál. V texte zámerne nepoužívame termín efektívne zrážky. Efektívne zrážky (podľa *Geologického slovníka*, časť *Hydrogeológia*, 1998) sú tou časťou zrážok, ktorá vytvára priamy odtok [tvorený povrchovým a podpovrchovým (hypodermickým) odtokom].

V stanici Prievidza je odtokový potenciál 186 mm a v okolí Martina okolo 316 mm. Vyrátané hodnoty odtokového potenciálu ($Z - ETP_{skutočná}$) zo stanice Prievidza (280 m n. m.) sú 186 mm za obdobie 1961 – 1990 a 185 mm za obdobie 1951 – 1980. Uvedené hodnoty možno považovať za minimálne hodnoty priemerných ročných efektívnych zrážok v skúmanom území. V priemernej výške pohoria 607 m n. m. a vyšších polohách pohoria môžeme približne vypočítať hodnotu odtokového potenciálu z dlhodobého priemeru za roky 1951 – 1980:

$$OP$$
 (607 m n. m.) = $Z - ETP_{skutočná} = 829,8 - 486,7 = 343,1$ mm = $10,88$ l . s⁻¹ . km⁻².

$$OP$$
 (900 m n. m.) = $Z - ETP_{skutočná} = 956,9 - 477,6 = 479,3$ mm = $15,21$ l . s⁻¹ . km⁻².

Vzhľadom na to, že výpočet $ETP_{skutočná}$ je zhruba o 11 % podhodnotený a do výpočtu sme použili hodnoty dlhodobo pozorovaného obdobia 1951 – 1980, tieto údaje treba brať len ako orientačné. Presnejším stanovením odtokového potenciálu sme sa bližšie nezaoberali, lebo cieľom práce nie je podať výpočet množstva podzemnej vody.

V predhorí a v kotlinách je odtokový potenciál zhruba 30 – 40 % z celkových zrážok. Môžeme predpokladať, že vo vyšších polohách pohoria bude odtokový potenciál vyšší. Podľa Vestenického a Vološčuka (1986, in Malík et al., 1999) v susednom pohorí Veľká Fatra je na vsakovanie a odtok k dispozícii viac ako polovica spadnutých zrážok. Nadmorská výška j. časti územia tvoreného prevažne granitoidmi je väčšinou v intervale 600 – 800 m n. m. a môžeme tam predpokladať zrážky od 860 do 1 000 mm. Z toho odtokový potenciál môže predstavovať približne 370 mm. Nadmorská výška s. časti

územia, ktoré tvoria prevažne mezozoické komplexy, je v intervale zhruba 600 – 1 000 m n. m. Z celkových zrážok asi 860 – 1 120 mm môže predstavovať odtokový potenciál viac ako 480 mm. Pri formovaní podzemnej vody sú dôležité najmä zimné zrážky kvôli ich obmedzenému výparu zásluhou nízkej teploty vzduchu.

Všeobecný prehľad klimatických pomerov je spracovaný na základe *Atlasu SSR* (1980) a *Atlasu krajiny SR* (2002) a je prehľadne uvedený v tab. 2.2.5.

Tab. 2.2.5. Klimatické pomery.

Príslušná charakteristika – oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
Klimatická oblasť (Lapin in <i>Atlas krajiny</i> , 2002) (obdobie pozorovania 1961 – 1990): – hrebeň a vrcholové časti územia – východný a južný okraj pohoria – hranica s Turčianskou kotlinou – západný okraj pohoria – hranica s Hornonitrianskou kotlinou	– <i>chladná oblasť</i> : oksok mierne chladný, veľmi vlhký (teplota v júli 12 až 16 °C) – <i>mierne teplá oblasť</i> : oksok mierne teplý, veľmi vlhký, vrchovinový (júlová teplota do 16 °C, počet letných dní do 50, viac ako 500 m n. m.) – <i>mierne teplá oblasť</i> : oksok mierne teplý, vlhký, vrchovinový (júlová teplota do 16 °C, počet letných dní do 50, viac ako 500 m n. m.)
Klimatografické typy (Tarábek in <i>Atlas SSR</i> , 1980): – centrálna časť pohoria – severný a južný okraj pohoria – severozápadný okraj pohoria – západný a východný okraj pohoria	– <i>horská klíma</i> : s malou inverziou teploty, vlhká až veľmi vlhká, mierne chladná (priemer. januárová teplota –4 až –6 °C, priemer. júlová teplota 16 až 17 °C, úhrn ročných zrážok 800 – 900 mm) – <i>horská klíma</i> : s malou inverziou teploty, vlhká až veľmi vlhká, chladná (priemer. januárová teplota –5 až –6,5 °C, priemer. júlová teplota 13,5 až 16 °C, úhrn ročných zrážok 800 – 1 000 mm) – <i>horská klíma</i> : s malou inverziou teploty, vlhká až veľmi vlhká, mierne teplá (priemer. januárová teplota –3,5 až –6 °C, priemer. júlová teplota 17 až 17,5 °C, úhrn ročných zrážok 650 – 850 mm) – <i>kotlinová klíma</i> : s veľkou inverziou teploty, mierne suchá až vlhká, mierne chladná (priemer. januárová teplota –3,5 až –6 °C, priemer. júlová teplota 16 až 17 °C, úhrn roč. zrážok 800 – 850 mm)
Relatívny slnečný svit v % (Peterka in <i>Atlas SSR</i> , 1980) (pozorované obdobie 1931 – 1960): – letný štvrťrok: a) centrálna a severná časť územia b) južná časť územia – zimný štvrťrok: celé územie	50 – 55 % 55 – 60 % 25 – 30 %
Globálne žiarenie za rok (Tomlain in <i>Atlas krajiny</i> , 2002) (pozorované obdobie 1961 – 1990): – centrálna a západná časť územia – sv., v., jv. a j. časť územia	1 000 – 1 050 kWh . m ⁻² 1 050 – 1 100 kWh . m ⁻²
Smer a rýchlosť vetra za rok na najbližšej meteorologickej stanici (Lapin in <i>Atlas krajiny</i> , 2002) (pozorované obdobie 1961 – 1990): – Prievidza (260 m n. m.)	– prevaha s. až sz. vetrov, rýchlosť vetra 2 – 5 m . s ⁻¹ , bezvetrie 13 %
Priemerná teplota vzduchu (Šťastný in <i>Atlas krajiny</i> , 2002) (pozorované obdobie 1961 – 1990): – v januári: – centrálna časť územia – východná a západná okrajová časť územia – v júli: – podstatná časť územia – vrcholové časti – v roku: – centrálna časť územia – východná a západná okrajová časť územia	–4 až –5 °C –6 až –5 °C 14 až 16 °C 12 až 14 °C 5 až 6 °C 6 až 7 °C
Počet dní so snehovou pokrývkou (Faško in <i>Atlas krajiny</i> , 2002) (pozorované obdobie 1961 – 1990): – východná a západná okrajová časť územia – centrálna, severná a južná časť územia	80 – 100 dní 100 – 120 dní
Počet letných dní v roku s maximálnou teplotou 25 °C a vyššou (Kurpelová in <i>Atlas SSR</i> , 1980) (pozorované obdobie 1931 – 1960): – vyššie polohy v centrálnnej časti územia – zvyšok územia	0 – 10 dní 10 – 30 dní

Tab. 2.2.5 – pokračovanie.

Príslušná charakteristika – oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
Priemer absolútnej ročnej minimálnej teploty vzduchu (Kurpelová in <i>Atlas SSR</i> , 1980) (pozorované obdobie 1931 – 1960): – centrálna a sz. časť územia – východná a západná okrajová časť územia	–20 až –24 °C –18 až –20 °C
Bezmrázové obdobie – obdobie medzi posledným a prvým výskytom minimálnej teploty vzduchu – 0,1°C a nižšej (Kurpelová in <i>Atlas SSR</i> , 1980) (pozorované obdobie 1931 – 1960): – severná a južná časť územia – centrálna časť územia – okrajové časti priľahlé ku kotlínám	80 – 120 dní 120 – 140 dní 140 – 160 dní
Priemerný úhrn zrážok v mm (Faško in <i>Atlas krajiny</i> , 2002) (pozorované obdobie 1961 – 1990): – v januári: celé územie – v júli: celé územie – v roku: celé územie	60 – 80 mm 80 – 100 mm 800 – 1 000 mm
Počet dní v roku s úhrnom zrážok 1 mm a viac (Šamaj a Valovič in <i>Atlas SSR</i> , 1980): – celé územie	110 – 120 dní
Maximum snehovej pokrývky (Valovič in <i>Atlas SSR</i> , 1980) (pozorované obdobie 1931 – 1960): – centrálna časť územia – predhorie a kotliny	50 – 75 cm 25 – 50 cm
Trvanie obdobia so snehovou pokrývkou (Valovič in <i>Atlas SSR</i> , 1980) (pozorované obdobie 1931 – 1960): – centrálna časť územia – južná a severná časť územia:	120 – 140 dní 140 – 160 dní
Trvanie zrážkového obdobia s pravdepodobnosťou výskytu raz za 10 rokov (Šamaj a Valovič in <i>Atlas SSR</i> , 1980) (pozorované obdobie 1890 – 1969): <i>Definovanie zrážkového obdobia:</i> súvislé obdobie s denným úhrnom zrážok 0,1 mm a viac v trvaní 5 – 9 dní alebo: – 10 až 14 dní s možnosťou jedného dňa bez zrážok, – 15 až 19 dní s možnosťou dvoch po sebe nasledujúcich dní bez zrážok, – 20 a viac dní s možnosťou troch po sebe nasledujúcich dní bez zrážok – centrálna časť územia: – severná časť územia:	<i>Zrážkové obdobie</i> 20 – 24 dní 24 – 28 dní
Trvanie suchého obdobia s pravdepodobnosťou výskytu raz za 10 rokov (Šamaj a Valovič in <i>Atlas SSR</i> , 1980) (pozorované obdobie 1890 – 1969): <i>Definovanie suchého obdobia:</i> súvislé obdobie v trvaní: – 15 – 19 dní s denným úhrnom zrážok maximálne 0,9 mm, – 20 – 29 dní s denným úhrnom zrážok maximálne 2,4 mm, – 30 a viac dní s denným úhrnom zrážok maximálne 4,9 mm Suché obdobie: celé územie:	42 – 44 dní
Intenzita 15-minútového dažďa s periodicitou 1,0 v mm (Šamaj a Valovič, 1980): – SZ územia – JV územia	140 – 150 mm 130 – 140 mm
Priemerný ročný úhrn aktuálnej evapotranspirácie (Tomlain in <i>Atlas krajiny</i> , 2002; podrobne v tab. 4b) (pozorované obdobie 1961 – 1990): – severná, severozápadná a centrálna časť územia – v., j. a jz. časť územia	400 – 450 mm 450 – 500 mm
Priemerný ročný úhrn potenciálnej evapotranspirácie (Tomlain in <i>Atlas krajiny</i> , 2002; podrobne v tab. 4a) (pozorované obdobie 1961 – 1990): – centrálna a severná časť územia – južná a juhozápadná časť územia	400 – 500 mm 500 – 600 mm

2.3. HYDROLOGICKÉ POMERY

Z hydrologického hľadiska patrí študované územie do povodia Nitry a Turca, do ktorých sa toto územie odvodňuje prostredníctvom mnohých prítokov. Hydrologická rozvodnica vedie hlavným hrebeňom pohoria Žiar a rozdeľuje územie na východnú a západnú časť. Západná časť sa odvodňuje do rieky Nitry prostredníctvom jej ľavostranných prítokov a východná časť do rieky Turiec, takisto prostredníctvom jej ľavostranných prítokov.

Najvýznamnejší prítok Nitry je jej ľavostranný prítok Handlovka. Odvodňuje ju časť územia prostredníctvom niekoľkých pravostranných prítokov: Hraničný potok, Kolárová, Lipníček, Čausiansky potok a niekoľko bezmenných potokov medzi Ráztočnom a Chrenovcom. Priamo do Nitry sa vlievajú Breziansky, Čierny, Rysný, Kamenný, Solčiansky a Vyšehradný potok (vodárenský tok s profilom SHMÚ 6 515) a na SZ Vápenný potok a potok Tmavá. Na západnej strane je tiež niekoľko menších bezmenných potokov.

Významnejšie prítoky Turca zo študovaného územia sú z JV: Hlboký potok, Motnikerov potok, Hájsky potok (na niektorých mapách označený aj ako Biely potok), Požežský potok, Lúčna, Besná voda, Piešť, Jasenica, Rudniansky potok, potok Lúčky, Briešťanka, Sokol, Laclavá (niekedy označovaný aj ako potok Trhanová), Polerieka, Bystrica, Vedžer, Znievsky potok a potok Studenec, ktorý sa vlieva do toku Vríca. Takisto aj na východnej strane pramení ešte niekoľko drobných prítokov, z ktorých sa väčšina vlieva do väčších tokov.

Ak porovnáme odvodnenie celého územia pohoria Žiar, môžeme povedať, že východná časť územia sa odvodňuje najmä prostredníctvom niekoľkých významných potokov (Polerieka, Jasenica, Piešť, Lúčna, Hájsky potok, sčasti Vríca), zatiaľ čo na odvodňovaní západnej časti sa podieľa väčšie množstvo menej významných potokov (významnejšie sú len Vyšehradný a Čausiansky potok a sčasti Tmavá a Hraničný potok). Na tvorbu riečnej siete teda pravdepodobne vplýva aj vzdialenosť hlavného hrebeňa od okraja pohoria, ktorá je na západnej strane väčšia ako na východnej strane.

Riečna sieť je väčšinou stromovitá (Lúčna, Čausiansky, Breziansky a Vyšehradný potok), niekedy perovitá, resp. pravouhlá (Hájsky potok), prípadne ich kombinácia, stromovito-perovitá (Jasenica). Všetky významné potoky sa viažu na doliny založené na tektonickom porušení a kopírujú zlomy prevažne sv.-jz. a sz.-jv. smeru. Toky v kryštaliniku majú množstvo čiastkových rozvetvených prítokov, ktoré sa napájajú málo výdatnými prameňmi.

Na východ do Turčianskej kotliny sa odvodňuje 91,3 km² územia a na východ do Hornonitrianskej kotliny 84,1 km². Priemerný merný podzemný odtok z granitoidov kryštalinika je podľa Dovinu et al. (1985) 1 – 3 l . s⁻¹ a minimálny odtok 0,5 – 1 l . s⁻¹.

Najnižšia vodnosť tokov je v septembri a najvyššia je najmä v marci až apríli, čo súvisí s jarným topením snehu. Priemerný prietok vo významnejších potokoch, v miestach, kde opúšťajú pohorie Žiar a vtekajú do kotlin, je v kryštaliniku v intervale 1 – 40 l . s⁻¹. V časti s mezozoickými sedimentmi je priemerný prietok od 2 do 120 l . s⁻¹ (Polák, 1997). (Poznámka: Do prietoku na povrchových tokoch nie je započítané odberné množstvo z vodárensky využívaných prameňov, ktoré sú odvedené mimo povodia.)

Po intenzívnych zrážkach môže byť prietok na potokoch podstatne vyšší, dvoj- až trojnásobný.

Základné hydrologické charakteristiky sú spracované na základe *Atlasu SSR* (1980) a *Atlasu krajiny SR* (2002) v tabuľke 2.3.1.

Tab. 2.3.1. Hydrologické pomery.

Príslušná charakteristika – oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
Typ režimu odtoku (Šimo a Zaľko in <i>Atlas krajiny</i> , 2002) (pozorované obdobie 1931 – 1980): vrchovinovo-nížinná oblasť – celé územie – akumulácia – vysoká vodnosť – najvyšší priemerný mesačný prietok – najnižší priemerný mesačný prietok – podružné zvýšenie vodnosti koncom jesene a začiatkom zimy	dažďovo-snehový typ režimu odtoku obdobie december – február obdobie marec – apríl obdobie marec obdobie september výrazné

Tab. 2.3.1 – pokračovanie.

Príslušná charakteristika – oblasť	Hodnota príslušnej charakteristiky
Priemer. ročný špecifický odtok (Lešková a Majerčáková in <i>Atlas krajiny</i> , 2002) (pozorované obdobie 1931 – 1980): – západná, severná, severovýchodná a centrálna časť územia – južná časť územia pohoria a juhozápadná časť kryštalinika	10 – 15 l . s ⁻¹ . km ⁻² 15 – 20 l . s ⁻¹ . km ⁻²
Minim. špecifický odtok (364-dňový) (Lešková a Majerčáková in <i>Atlas krajiny</i> , 2002): – západná, severná, severovýchodná a centrálna časť územia – južná časť územia pohoria a juhozápadná časť kryštalinika	2 – 5 l . s ⁻¹ . km ⁻² 1 – 2 l . s ⁻¹ . km ⁻²
Maximálny špecifický odtok (s pravdepodobnosťou opakovania raz za 100 r.) (Lešková a Majerčáková in <i>Atlas krajiny</i> , 2002): – celá časť územia	1 000 – 1 400 l . s ⁻¹ . km ⁻²
Hustota riečnej siete (Tarábek in <i>Atlas SSR</i> , 1980): – ráztočnianske mezozoikum a sz. okraj pohoria – zvyšná časť pohoria	0 – 100 m . km ⁻² 2 000 – 2 500 m . km ⁻²

2.4. GEOLOGICKÉ POMERY

2.4.1. Súčasný stav geologickej preskúmanosti

Kapitolu o geologických pomeroch skúmaného územia pohoria Žiar spracovali títo autori: RNDr. Milan Kohút, CSc. – granitoidy a metamorfity kryštalinika tatrika, RNDr. Milan Havrila – sedimenty mezozoika tatrika, fatrika a hronika, RNDr. Ladislav Šimon, PhD. – paleogénne súvrstvia, neogénne vulkanogénne súvrstvia a neogénne sedimenty. Geologické pomery boli spracované na základe poznatkov získaných do roku 2004.

Z prác prvej etapy geologických výskumov si zaslúžia pozornosť práce Stura (1860 – 1864) a Stacheho (1865). V nasledujúcich rokoch významným prínosom boli práce Uhliga (1903), a predovšetkým Vettera (1909), ktorí priniesli prvé názory na štruktúru pohoria. V 20. rokoch minulého storočia pracoval na juhu pohoria Matějka (1924).

Zo začiatku minulého storočia existuje iba niekoľko drobných informatívnych zmienok o kryštaliniku Žiaru. Podrobnejší opis hornín uvádza až Fiala (1931). Komplexný základný geologický výskum územia budovaného kryštalinikom vykonal Klinec (1956, 1958), ktorý zostavil aj mapu v mierke 1 : 25 000.

Územím, v ktorom pracoval Matějka, sa neskôr zaoberali Biely (1957), Nemčok (1985) a Mello (in Šimon et al., 1994). Koncom 40. rokov minulého storočia severnú časť pohoria mapoval Húsenica (1948 – 1951). Jeho mapa spolu s mapami Vettera (1909), Havrilu (in Rakús et al., 1984, 1989, 1993) a Rakúsa (in Rakús et al., 1984, 1989, 1993) predstavujú základné geologické mapy severnej časti pohoria, pričom mapa Húsenicu tvorila základ na zostavenie generálnej mapy 1 : 200 000 pohoria Žiar. V pohorí pracoval aj Mahel' (1957, 1959, 1962, 1964 a 1967). Vyriešil otázku prítomnosti tatrídnej (obalovej) série: v severnej časti ju nazval žiarska, pričom skompletizoval jej vrstvový sled (spodný trias – alb), v južnej časti pohoria ju nazval ráztočnianska.

Reambulácii a mapovaniu kryštalinika Žiaru sa v posledných rokoch venovali Miko a Kohút v rámci prípravy regiónov Turčianska kotlina (Gašparik et al., 1993), Lúčanská Malá Fatra (Rakús et al., 1993) a Horná Nitra a Vtáčnik.

Z iných výskumných prác boli cenné najmä početné biostratigrafické výskumy. Bohatú faunu brachiopódov a lamelibranchiát liasu hierlatzkých vápencov žiarskej série a amonitov fleckenmerglu zliechovskej série uvádza už Stache (1865). Ďalšími nálezmi fauny v zliechovskej sérii prispel Stur (1868). Vetter (1909) v monografickej práci o Žiari doplnil faunu hierlatzkého vápencu žiarskej série z Páleného vrchu a fleckenmerglu zliechovskej série. Andrusov (1959) sa vyslovil k veku a tektonickej príslušnosti hierlatzkých vápencov Páleného vrchu. Faunu lamelibranchiát liasu žiarskej série spracovala Kochanová (1959). Z rovnakých súvrství postupne spracoval bohatú faunu brachiopódov Pevný (1958, 1963, 1965, 1972, 1989). Amonitovú faunu z bázy allgäuských vrstiev žiarskej série spracoval Rakús (1968), ktorý predložil aj litostratigrafický profil liasu na Pálenom vrchu.

Horniny kryštalinika so zameraním na prítomnosť akcesorických minerálov v nich opísal Miko (1966), na čo nadviazali práce Mika a Határa (1976) a Mika a Pulca (1982).

Nové poznatky o štruktúrno-geologickej stavbe Žiaru zistili Rakús, Miko a Havrila (1984). Štruktúrnou geológiou v pohorí sa zaoberali Nemčok a Lexa (1990) a Kováč (in Havrila et al., 1989).

2.4.2. Geologický vývoj a charakteristika litostratigrafických jednotiek

Pohorie Žiar, jedno z najmenších jadrových pohorí v rámci centrálnych Západných Karpát, sa nachádza sz. od Prievidze medzi Hornonitrianskou a Turčianskou kotlinou vo forme priečnej hrasti sz.-jv. smeru (obr. 2.4.2.1).

Stavba pohoria je zreteľne príkrovová. Najspodnejšia jednotka je podľa Matějku a Andrusova (1931) označená tatrikom. Je budovaná prevažne horninami kryštalinika s prevládajúcimi granitoidmi viacerých typov. Metamorfované horniny sa nachádzajú len v najjužnejšom bloku sv. od Ráztočna, resp. západne od Skleného. Ďalej je tatrikom zastúpené sedimentárnym sledom hornín mezozoika: ráztočnianskou sériou (Maheľ, 1959) na juhu (jej styk s kryštalinikom je tektonizovaný) a žiarskou sériou (Maheľ, 1957) na severe.

Vyššia tektonická jednotka je podľa Andrusova et al. (1973) označená fatrikom. Zastupuje ju príkrovové teleso, všeobecne považované za krížňanský príkrov, resp. sústava nepomenovaných príkrovov (Havrila in Rakús et al., 1984, 1989, 1993) tvorená zliechovskou sukcesiou.

Najvyššia tektonická jednotka je podľa Andrusova et al. (1973) označená hronikom. Tvorí ju príkrovová sústava pochádzajúca z rozhrania považského a necpalského príkrovu so zastúpením sukcesie (mojtínsko-harmaneckej) karbonátovej plošiny aj sukcesie (ráztočnianskeho) bazénu.

Podľa Vassa et al. (1988) predstavuje Žiar samostatnú regionálnu tektonickú jednotku.

TATRIKUM

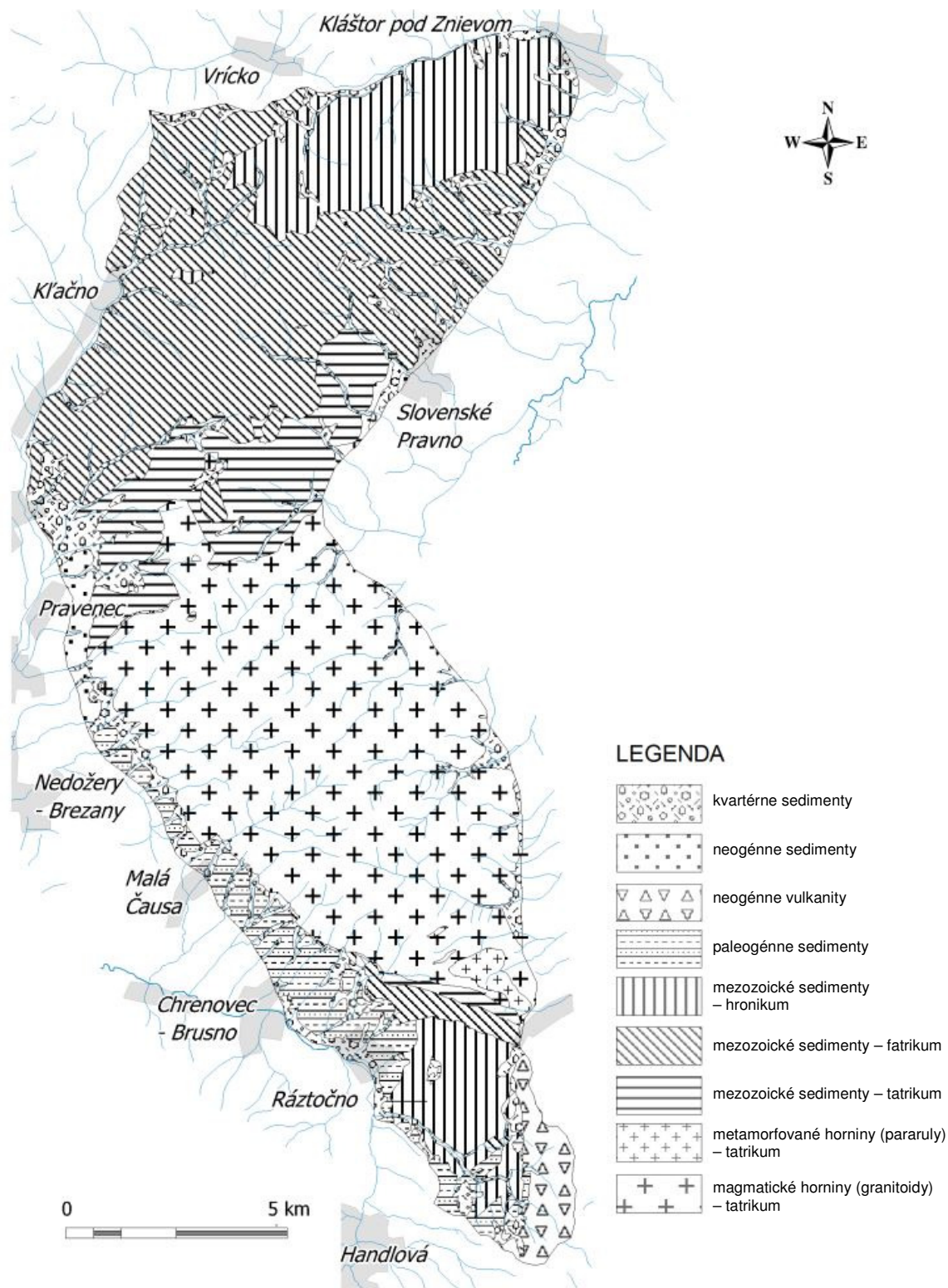
Centrálnu časť pohoria Žiar budujú najmä granitoidné horniny, mezozoikum tatričných sukcesíí vystupuje na severe územia v oblasti Vyšehrada a na juhu územia v oblasti Uhliska.

Kryštalinikum. – V súčasnosti po výraznej denudácii tu vystupujú na povrch rôzne etáže granitoidného masívu aj so zvyškami jeho metamorfovaného obalu. Metamorfované horniny sa nachádzajú len v najjužnejšej časti územia. Na zložení tohto plutónu sa vo vertikálnom reze podieľajú tieto typy granitoidov: hybridné biotitické granodiority až tonality, granity až granodiority, dvojsľudové, často porfýrické granodiority tzv. žiarskeho typu, hrubozrnné granity až granodiority, miestami nevýrazne porfýrické, predstavujúce najhlbšiu etáž plutónu. Lokálne sa nachádzajú aj pegmatity a aplity, ako aj biotiticko-amfibolické kremité diority (pre malý rozsah nie sú na mape zobrazené).

Metamorfované horniny

Biotitické pararuly. – V najjužnejšej časti pohoria Žiar sv. od Ráztočna, resp. z. od Skleného sú prítomné zvyšky metamorfovaného plášťa masívu. Vystupujú v najviacej poklesnutom bloku (najmenej erodovanom v masíve Žiar) v rámci neohercýnskych, resp. paleoalpínskych tektonických procesov. Oproti severnejšiemu bloku, budovanému porfýrickými dvojsľudovými granitoidmi tzv. žiarskeho typu, sú obmedzené tektonicky. Oddeľuje ich výrazné poruchové pásmo tiahnuce sa oblúkovite od Uhliska sv. smerom. V oblasti južne od Talenia prechádza pásmo centrálnym hrebeňom a ďalej na východ pokračuje ľavým svahom doliny Tiefengrund. Oblasť budovaných zväčša metamorfických (t. j. najjuhovýchodnejšiu časť územia) lemuje zo strany granitoidného masívu niekoľko 100 m široké pásmo, v ktorom prevládajú hybridné variety granitoidov. V nich „utopené“ enklávy rúl a pegmatitoidné mobilizáty sú menej hojné. Južnejšie od uvedeného pásma už prevládajú metamorfované horniny plášťa, prevažne rozličné variety rúl, často kontaktné. Metamorfované produkty bázičného vulkanizmu – amfibolické ruly a amfibolity – sa našli iba ojedinele (v sutine) v širšom okolí Horeňova (k. 892,1) a v záreze novej lesnej cesty nad Pramenistou. Hybridné granitoidy sú v tomto bloku prítomné len zriedka. Miestami sa vyskytujú aj svetlé páskované variety hornín, ktoré by sa mohli označovať ako migmatity. Pegmatitoidné mobilizáty tvoria drobné aj väčšie telesá nepravidelných tvarov, kým aplity sú vo výplni úzkych žíl. Výskyty spomínaných variet pre malé rozmery a často len druhotné lokality (sutina) nemohli byť znázornené na mape. Medzi metasedimentmi prevládajú **muskoviticko-biotitické ruly**. Vystupujú spolu s granatiticko-bioti-

tickými rulami, menej hojné sú biotitické ruly. Ojedinele boli zdokumentované aj kremenné variety rúl (obsah SiO_2 až 74,32 hm. %). Ruly sú stredne až drobno zrnité, lupeňovité, s výraznou plošne paralelnou textúrou.



Obr. 2.4.2.1. Zjednodušená schéma geologickej stavby študovanej oblasti.

Kontaktne termicky metamorfované ruly sú masívne až celistvé, v dôsledku rekryštalizácie veľmi pevné a majú charakter kontaktných rohovcov. Majú veľmi pestré minerálne aj chemické zloženie. Štruktúra rúl je prevažne lepidogranoblastická, s prevládajúcimi sľudami. Zrná granátov často tvoria porfyroblasty. Niektoré ruly sú výrazne heteroblastické. Okrem toho obsahujú najmä kremeň, plagio-

klas a bežné akcesórie (zirkón a apatit). Kontaktné ruly mávajú rohovcovú až dlažbovitú štruktúru. V týchto horninách sme miestami pozorovali zvýšené množstvo rekryštalizovaného apatitu. Ojedinele sme našli aj variety s hojnejším sillimanitom, ktoré majú mikrofibrolepidoblasticko-granoblastickú štruktúru.

Magmatické horniny

Hybridné biotitické granity až granodiority. – Vystupujú v južnej časti pohoria spolu s metamorfiami a tvoria aj apofýzu na SV pohoria v oblasti Slovenského Pravna. Predstavujú produkt kontaminácie a hybridizácie granitoidnej magmy horninami metamorfovaného plášťa. Tie sú v nich často prítomné vo forme xenolitov, restov a nevýrazných šmúh – skialitov. Hybridné granitoidné horniny sú väčšinou drobnozrnné, s usmernou šmuhovito-šlírovou textúrou. V orientovane hypidiomorfnej štruktúre bývajú často prítomné blastolepidoblasticko-granoblastické šmuhy bohaté na biotit. V hybridných granitoidoch prevláda kremeň a plagioklasy, K živec sa vyskytuje v relatívne menšej miere, podobne muskovit.

Dvojsľudové porfýrické granitoidy. – Budujú strednú a severnú časť pohoria Žiar. Prevládajú v najviacej vyzdvihnutom centrálnom bloku ležiacom medzi Malou Čausou a Chrenovcom na hornonitrianskej strane a Dubovým z východnej strany pohoria. Sú svetlé, stredno-, lokálne aj hrubozrnné, s masívnou, všesmerne zrnitou, často porfýrickou textúrou. Veľkosť zrn nepresahuje 0,3 – 0,5 cm, kým výrastlice dosahujú 2 – 3 cm. Štruktúra hornín je nerovnomerne hypidiomorfne zrnitá, porfýrická. Na ich minerálnom zložení sa podieľajú *kremeň, plagioklasy, K živec, biotit a muskovit*. Základná asociácia akcesorických minerálov je apatit, ilmenit, monazit, zirkón ± anatas, ortit, rutil, turmalín, xenotím a niektoré rudné minerály.

Lokálne sú prítomné variety s hojnejšími sivomodrastými výrastlicami K živcov (napr. pri ústí Čausianskej doliny a v lome v Brezianskej doline). Sú akoby čerstvejšie (mladšie?), ich vznik sa v minulosti spájal s káliovou metasomatózou, prienikom alkálií po poruchových zónach. Dnes preferujeme vznik anatexiou kôrového materiálu pri kontinentálnej kolízii.

Hrubozrnné muskoviticko-biotitické granity až granodiority, lokálne s výrastlicami K živcov. – Nachádzajú sa v bloku ležiacom sv. od Nedožier-Brezian a Pravenca (oblasť Rysnej doliny a hrebeňovej časti pohoria s. a sz. od Misárskeho, k. 790). Tento typ granitoidov predstavuje nižšiu etáž v rámci stavby masívu. Tieto granitoidy obsahujú zrná svetlých minerálov (plagioklas + kremeň ± K živec) s veľkosťou do 0,8 cm, ako aj fenokrysty K živca do 4 – 6 cm, lupienky slúd majú veľkosť do 0,4 cm. Ich textúra je masívna, všesmerne zrnitá, miestami porfýrická. Majú hypidiomorfne nerovnomerne zrnitú štruktúru. Asociácia akcesorických minerálov je takáto: apatit, monazit, zirkón, monazit, xenotím, ilmenit, magnetit a anatas.

Hrubozrnné **pegmatity** bohaté na sludy a K živce tvoria výplň žíl pretínajúcich granitoidné horniny aj metamorfity. V južnej časti pohoria pegmatitoidné mobilizáty vyplňajú nepravidelné hniezda a priestory medzi enklávami, pričom môžu predstavovať rekryštalizované anatektické výtavky. Pegmatity sú zložené najmä zo sivo sfarbených a ružovkastých K živcov, zrn kremeňa a hrubolupeňovitého muskovitu, ktorý prevláda nad biotitom.

Aplity sú svetlé drobnozrnné horniny so všesmerne zrnitou textúrou, miestami sa označujú ako „cukrovité“. Zo slúd je v nich prítomný najmä muskovit, z akcesorických minerálov dominuje granát. Štruktúra hornín je prevažne panalotriomorfne zrnitá. Väčšinou sa našli len ako úlomky v sutine.

Z geochemického hľadiska granitoidné horniny masívu Žiar patria k plutonickým peraluminóznym horninám stredne až vysoko draselnej vápenato-alkalickej granodioriticko-monzonitickej série ($ASI^* = 1,0 \sim 1,6$; Peacockov index celej série hornín je 58,5). Obsah SiO_2 , s výnimkou dioritov, varíruje od 62,5 do 78,3 hm. %. Pomer Na_2O ku K_2O v granitoch až granodioritoch je vyrovnaný, hodnoty pomeru Rb/Sr = 0,2 – 1,15 poukazujú na relatívnu diferencovanosť týchto granitoidov. Normalizované záznamy REE vykazujú vyrovnané trendy distribúcie s nevýraznou zápornou Eu anomáliou pri všetkých typoch granitoidov. $\epsilon_{Nd}^{(0)} = -6,6$ spolu s neodýmovým kôrovým indexom $NCI = 0,75$ poukazujú na výraznejšie uplatnenie kôrového zdroja pri tavení týchto granitoidov. Zdanlivé neodýmové kôrovo-rezidenčné veky

*Poznámka: ASI – aluminosaturačný index; REE – rare earth elements; NCI – neodým crustal index; VAG – vulcanic arc granity; CAG – continental arc granity

týchto granitov sú v súlade s vekom tvorby kôry v Európe: $t_{(DM)} = 1\,247$ mil. r., resp. $t_{(DM2St)} = 1\,347$ mil. r. V zmysle klasickej I/S typológie patria ku granitoidom typu S. Podľa geotektonickej klasifikácie ich môžeme priradiť k neskorokolíznym granitoidom so zdedeným VAG, resp. CAG geochemickým charakterom. Hercýnsky vek granitoidov Žiaru $t = 338,1 \pm 1,7$ mil. r. dokladá datovanie muskovitu Ar/Ar metódou (Král' a Štarková, 1995), ktoré je identické ako obdobné datovanie z Veľkej Fatry.

Centrálnu časť pohoria Žiar tvorí morfológicky vyzdvihnutý blok kryštalinika, oproti Turčianskej, respektíve Hornonitrianskej kotline ohraničený okrajovými zlomami sz.-jv. smeru – žiarskou a pravnianskou líniou. Toto územie však pretínajú aj priečne zlomové línie sv.-jz. smeru – breziarsky, necpalský a čausiansky zlom.

Mezozoikum

Bezprostredne na kryštaliniku leží mezozoický „obal“ so stratigrafickým rozsahom od spodného triasu do albu. Na severe ho reprezentuje vyvinutá žiarska sukcesia, na juhu vystupuje ráztočnianska sukcesia (styk s kryštalinikom je sčasti tektonizovaný).

Tatridné mezozoikum ako samostatnú jednotku v Žiari odlíšil Uhlig (1903) pod názvom vysokotatarský vývoj. Neskôr bolo tatridné mezozoikum rozčlenené na dve sukcesie. Na juhu pohoria pod názvom hořenovská skupina Matějka (1924) vyčlenil sukcesiu, ktorá na základe novších poznatkov svojím obsahom a tektonickým postavením zodpovedá sčasti ráztočnianskej sérii v zmysle Maheľa (1959, 1962), sčasti križňanskému príkrovu. Tatridné mezozoikum pri severnom zakončení kryštalického jadra vyčlenil a pomenoval Maheľ (1957) ako žiarsku sériu.

Žiarska sukcesia

Pod týmto termínom sa chápe sedimentárny sled zložený z formálnych a neformálnych litostratigrafických jednotiek so stratigrafickým rozsahom od stredného triasu do albu. Tento názov zodpovedá termínu žiarska séria (Maheľ, 1957).

Na kompletizácii vrstvomého sledu žiarskej sukcesie sa podieľali: Stache (1865), Stur (1868), Uhlig (1903), Veters (1909), Maheľ (1962, 1967, 1986) a Havrila (1989).

Charakteristickým znakom žiarskej sukcesie je spätosť kremencov spodného triasu s granitoidným kryštalinikom tatrika bez prítomnosti mladopaleozoického obalu. Ďalšími identifikačnými znakmi príslušnosti série k tatriku sú: neprítomnosť lunzských vrstiev (v ich pozícii vystupuje súvrstvie blízke došnianskym vrstvám), chýbanie dolomitovej zložky v sedimentoch karpatského keuperu a prevaha kremenných pieskovcov v spodnej časti tohto súvrstvia, chýbanie sedimentov rétu, vystupovanie pestrých vápencov spodného až stredného liasu (trlenské vrstvy, hierlatzké vápence) rovnakého vývoja ako v tatridných sukcesiach Považského Inovca a Veľkej Fatry, vystupovanie netypického vývoja allgäuskyých vrstiev, vystupovanie lučivnianskeho súvrstvia a prítomnosť polymiktných zlepcov albu.

Séria je priestorovo vymedzená takto: jej spodná plocha je transgresívna a zvrchu je obmedzená presunovou plochou tatrika. Jej západné ohraničenie (pravniarsky zlom) aj jej ohraničenie na východe (žiarsky zlom) je zlomové.

Lúžňanské súvrstvie: *kremence a kremenné pieskovce* (spodný trias – skýt)

Kremence a kremenné pieskovce spodného triasu sú identické so starými kvarcitmi v zmysle Stacheho (1865), prípadne Vetersa (1909), a s kremencami Stura (1868).

Je to bazálne súvrstvie tatridnej žiarskej sedimentárnej sukcesie terestrického psamitického a pseficko-psamitického charakteru. Leží diskordantne na tatridnom kryštalickom podloží. Jeho viazanosť na kryštalinikum uvádza už Stache (1865). V jeho podloží celkom chýbajú sedimenty mladopaleozoického obalu.

Vek súvrstvia nie je biostratigraficky preukázaný, zatiaľ sa nezistili žiadne fosílie. Stache (1865) ich zaradil do paleozoika (devón alebo perm), Veters (1909) do permu – spodného triasu, Húsenica (1951) do spodného triasu.

Sú svetlosivej až bielej, zriedkavejšie ružovej farby. Zvetrávaním nadobúdajú sivožltú až hrdzavú farbu. Sú drobno- až hrubozrnné, s prímiesou zrn štrkovej kategórie s priemernou veľkosťou 3 – 4 mm,

bežne obsahujú aj obliaky väčších rozmerov. Tvar zrn je v prevažnej miere izometrický, stupeň ich opracovania je nižší. V zložení prevláda kremeň, vyskytujú sa aj klasty čiernych silicítov a kaolinizovaných živcov (do veľkosti 5 mm), ktoré uvádzajú už Veters (1909) a Maheľ (1962). Okrem toho sa vyskytujú závalky ťovcov zelenosivej až hnedosivej farby šošovkového tvaru s veľkosťou do 1,5 cm. Obliaky kremeňa bielej až sivej farby sú ojedinelé až hojné, zriedka tvoria polohy zlepcov. V niektorých prípadoch sa viažu na vrstvové plochy (hornú aj spodnú). Bežne dosahujú veľkosť 2 cm, ojedinele 5 cm. Stupeň ich opracovania je nízky. Hornina je vrstvomitá, v zmysle Petránka (1963) tenkodoskovitá až veľmi hrubo lavicovitá, väčšinou hrubodoskovitá až tenkolavicovitá. Vrstvomitosť často zvyrazňujú preplástky ťovcov. Vrstvomité plochy sú rovné až mierne zvlnené. Bežne sa vyskytuje paralelná laminácia a šikmé aj gradačné zvrstvenie.

Verfénske vrstvy: *pieščito-ťovité bridlice a pieskovce* (spodný trias)

Verfénskymi vrstvami vyznieva detritická sedimentácia spodného triasu. Ležia konkordantne na bazálnom súvrství, na rozdiel od neho sú peliticko-psamitické a obsahujú polohy karbonátov (rauvaky).

Súvrstvie pod rovnakým názvom opísal už Veters (1909). Zaradil ho k spodnému triasu. Vek súvrstvia nie je paleontologicky preukázaný, nenašli sa žiadne fosílie.

Súvrstvie obsahuje viac či menej piesčité ťovce s polohami pieskovcov a rauvakov. Pestré (sivozelené, hnedočervené, žltosivé, červenofialové) ťovce sú sľudnaté, nevápnité, bridličnaté, laminované (lamináciu vytvára psamitická prímes). Svetlosivé až zelenosivé kremenné pieskovce sú jemnozrné, s paralelnou lamináciou, s množstvom obličiek kremeňa, sústredených najmä na vrstvových plochách.

Gutensteinské vápence: *vápence a dolomity* (stredný trias – anis)

Gutensteinskými vápencami sa začína morská sedimentácia karbonátovej plošiny, pretrvávajúca až do vrchného triasu.

Stratigrafické rozpätie vápencov nebolo biostratigraficky doložené. Určiteľné fosílie sa v literatúre neuvádzajú. Veters (1909) ich porovnával s vysokým a rachštunským vápencom Malých Karpát a považoval ich za strednotriasové, Húsenica (1951) spresnil ich vek na anis.

Vápence tmavosivej (menej svetlosivej) farby so svetlosivou patinou sú mikrokryštalické, zreteľne vrstvomité, a to hrubo laminované až hrubolavicovité, väčšinou hrubodoskovité, obvykle s rovnými vrstvomými plochami. Tie často tvorí tenký „film“ čiernych ťovcov. Bežné sú polohy červíkovitých vápencov. Sú zložené z tmavosivého mikritu, medzernej mikritickej hmoty žltosivej farby, ktorá je ťovitejšia. Zriedkavejšie sa vyskytujú bioturbované polohy obmedzené stylotickými plochami. Bežné sú v nich stylolity, dolomitizácia a žilky kalcitu. Z organických zvyškov najbežnejší je detrit krinoidových článkov (väčšinou voľne rozptýlený, a to v oboch zložkách červíkovitých vápencov, výnimočne tvorí aj alodapické polohy) s okrúhlym prierezom s priemerom asi 2 mm. Zriedkavejšie sú „fantómy“ tenkostenných bivalvií a drobných gastropódov.

Bežné, a to najmä vo vrchnej časti súvrstvia, sú vložky rovnoplochých tenkodoskovitých dolomitov so vzhladom chemogénnych keuperských dolomitov a mikritické dolomitické vápence s milimetrovými polohami okrovožltých ťovcov. Maheľ (1962) ako mladší člen súvrstvia uvádza svetlosivé až biele vápence s častejším ostrohranným rozpadom. Zriedkavo sa vyskytujú polohy intraformačných brekcií.

Ramsauské dolomity: *dolomity* (ladin – karn)

Ramsauské dolomity (v zmysle Hertwecka, 1961) sa viac-menej plynule (pribúdaním vložiek dolomitu) vyvíjajú z gutensteinského vápence, na ktorom konkordantne ležia. Završujú morskú sedimentáciu karbonátovej plošiny. Maheľ (1967) uvádza hrúbku súvrstvia 80 m.

Vek súvrstvia nie je biostratigraficky preukázaný, určiteľné fosílie sa nenašli. Zarad'ovalo sa do triasu (Stache, 1865; Uhlig, 1903), vrchného neokómu (Stur, 1866), stredného triasu (Veters, 1909), ladinu (Húsenica, 1951) a ladinu – karnu (Maheľ, 1962).

Spodnú časť súvrstvia reprezentujú svetlo- až tmavosivé, jemne kryštalické až cukrovité vrstvomité (tenkodoskovité až hrubolavicovité, prevažne však hrubodoskovité), bežne nevýrazne laminované dolomity so zriedkavejšími preplástkami čiernosivých ťovcov. Charakteristické sú rôzne typy pseudomor-

fóz naznačujúcich zvýšenú salinitu sedimentačného prostredia, ako aj ich rozpad na štrk až „múčku“ (piesok). „Múčkové“ dolomity sú typické najmä pre bázu súvrstvia.

Vrchnú, menej hrubú časť súvrstvia reprezentujú modrosivé, vo vrchnej časti ojedinele aj ružové ílovité dolomity typu keuperdolomitu s výraznou svetlou až bielou patinou, patriace pravdepodobne do karnu. Sú mikrokryštalické až kalové (dolosparity až dolomikrity, so stromatolitovou, peletovou a fenestrálnou štruktúrou s tenkostennými miskami ostrakódov). Sú vrstvovité, tenkodoskovité až hrubolavivcovité, prevažne doskovité, s nápadne rovnými vrstvomými plochami. Nápadná je ich paralelná „laminácia“ tvorená rovnými stromatolitickými štruktúrami, v ktorých často možno pozorovať rozmyvy. Bežné sú aj fenestrálne štruktúry a stylolity, zvýraznené minerálmi Fe. Nachádzajú sa v nich tmavosivé hľuzy rohovcov. Hlavne v najvyšších častiach súvrstvia sa dolomity striedajú s polohami žltosivých až čiernosivých ílovcov. Vo vrchnej časti súvrstvia vystupujú aj rauvaky (v podloží fácie karpatského keuperu) a sedimentárne brekie s ostrohrannými klastami gutensteinských vápencov a dolomitov v základnej dolomitickej hmote.

Karpatský keuper: *piesčité ílovce, kremenné pieskovce a klastické karbonáty* (norik)

Regresívnym klastickým súvrstvom karpatského keuperu [identickým s pestrými triasovými slieňmi a pieskovcami v zmysle Stacheho (1865), keuperom v zmysle Uhliga (1903), pestrým keuperom v zmysle Vettera (1909)], konkordantne uloženým v kontinentálnom bazéne (Michalík, Jarkovský a Sýkora, 1982) na dolomitoch ladinu až karnu bez výraznejšieho prerušenia sedimentácie, je zavŕšený plytkovodný vývojový cyklus. Petrografické zloženie súvrstvia neodráža charakter podložia, zdroj materiálu je neznámy. Maheľ (1967) uvádza hrúbku súvrstvia 60 – 100 m.

Vek súvrstvia nie je paleontologicky doložený. Stache (1865) ho zaradil do triasu, Uhlig (1903), Vetter (1909) a Húsenica (1951) do vrchného triasu.

Súvrstvie s pestrým faciálnym vývojom je zložené z psefiticko-psamitických hornín (kremenné pieskovce až kremence), pelitických a peliticko-psamitických hornín (pestré ílovce ± piesčité ílovce) a karbonátov (klastických vápencov).

Spodnú časť súvrstvia tvoria kremenné pieskovce až kremence bielosivej, zelenosivej a ružovej farby, ktoré sú jemno- až hrubozrnné, často s vysokým podielom psefitickej zložky. Obliaky kremeňa bielej, žltej a ružovej farby s veľkosťou prevažne do 1 cm, zriedkavejšie do 4 cm a ojedinele až 7 cm, sú väčšinou sústredené na vrstvomých plochách, pričom sa nedotýkajú (vyskytujú sa však aj polohy zlepenecov) a sú veľmi zle opracované. Pieskovce sú vrstvovité, prevažne hrubodoskovité. Vyskytuje sa v nich šikmé zvrstvenia. Maheľ (1962, 1967, 1986) uvádza, že pieskovce (rovnako aj dolomity) tvoria vložky v bridliciach.

Vyššia časť súvrstvia pozostáva z klastických vápencov (frakcie pieskovcov až zlepenecov). V klastickej zložke prevládajú mikrokryštalické vápence pestrých (väčšinou červenofialové) farieb s charakteristickými železitými prstencami, menej sa vyskytujú mikrokryštalické svetlosivé až zelenosivé dolomity s typickou bielou patinou, vzácne sú zastúpené aj pestré ílovce. Bežne je prítomný kremeň bielej až ružovej farby. Základnou hmotou je biely až modrosivý sparit. Klasy karbonátov prevažne nepresahujú 1 cm a sú vcelku dobre opracované a veľkostne vytriedené. Zrná kremeňa sú väčšinou voľne rozptýlené (tvoria do 10 až 15 % objemu), zle opracované, veľké bežne 3 – 4 mm, väčšinou však nepresahujú veľkosť 1 cm. Najvyššiu časť súvrstvia budujú pestré (najmä červenofialové) ílovce.

Maheľ (1962, 1967, 1986) uvádza aj polohy dolomitov a vývoj súvrstvia hodnotí ako obvyklý (Maheľ, 1962) aj ako málo obvyklý (Maheľ, 1962) v prípade obalových sérií.

Kopienecké vrstvy: *piesčité bridlice s polohami vápencov* (hetanž)

Litologicky pestré detriticko-karbonátové plytkomorské súvrstvie je identické so súvrstvom rétu v zmysle Maheľa (1962, 1967, 1986) a s časťou súvrstvia spodného liasu v zmysle Maheľa (1962) obsahujúcou ílovité bridlice, slienité bridlice a sliene.

Maheľ (1962) síce uvádza typy hornín z profilov Vtáčnica, Rudnianska dolina a Pálený vrch, ale vzhľadom na to, že pri opise neudáva dôležité charakteristické znaky ani prítomnosť a druh detritickej prímеси, evinospongie a faunu, s výnimkou krinoidového detrititu a makrofauny zo Spáleného vrchu, nie

je možné jeho výskumy korelovať s terajším stavom poznatkov. Súvrstvie je uložené diskordantne, a to po prerušení sedimentácie, pravdepodobne spojenej s eróziou menšieho rozsahu v réte [bez biostratigrafických dôkazov súvrstvie rétu v žiarskej sukcesii vyčlenili Uhlig (1903), Húsenica (1951) a Maheľ (1962, 1967, 1986); fauna rétu uvádzaná Húsenicom (1951) od Vyšehradného však pochádza zo zliechovskej sukcesie]. Dokumentuje zásadný zvrät v geologickom vývoji – vrcholí obdobie členitosti priestoru, ešte je v blízkosti pevnina, ale už sa začal trend dlhodobého nástupu morskej sedimentácie a prehľbovania sedimentačného priestoru. Maheľ (1967) uvádza hrúbku súvrstvia ± 30 m.

Napriek značnej prítomnosti organických zvyškov v súvrství jeho vek biostratigraficky nie je presvedčivo doložený. Fauna, ktorú uvádza Veters (1909), pochádza buď zo zliechovskej sukcesie, alebo nemá stratigrafický význam. Fauna hetanžu, ktorú určila Kochanová (1959), pravdepodobne patrí k vyššej časti súvrstvia.

Súvrstvie pozostáva z psamitických (vápnné pieskovce) a pelitických (ílovce) hornín terestrického pôvodu a z pestrých marinných karbonátov (pestré vápence). Klastické a karbonátové horniny sa vzájomne striedajú. Klastické majú prevahu v spodnej časti súvrstvia (spolu so slieňovcami), pričom základnú masu tvoria ílovce (pieskovce a slieňovce tvoria vložky), karbonátové prevládajú v hornej časti. Vápnné kremenné pieskovce sú čiernohnedé a sivé, dobre vytriedené – jemnozrnné, sľudnaté. Ílovce a piesčité ílovce tmavosivej, čiernohnedej, sivohnedej a zelenosivej farby sú nápadne sľudnaté a bridličnaté. Slieňovce zelenosivej až sivej farby so svetlou žltosivou patinou sú jemnozrnné, niekedy jemne piesčité (SiO_2), ojedinele s obliačkami veľkými do 5 mm, s polohami obsahujúcimi tenkostenné lameli-branchiáty, niekedy až lumachelového charakteru.

Doteraz opísané typy hornín tvoria všeobecne bázu súvrstvia liasu. Vyššie vystupujú sivé oolitické, lumachelové a krinoidové vápence, a najmä ich rôzne kombinácie, viac či menej ílované, s klastickou prímiesou kremeňa a „dedolomitov“. V spodnej časti sa striedajú s už opísanými typmi hornín kopianeckých vrstiev, najmä s ílovcami, ale vyššie sa laterálne zastupujú so sivými, viac alebo menej piesčitými krinoidovými vápencami s rohovcami (prechod z kopianeckých vrstiev do trlenského súvrstvia je teda postupný a hranicu možno stanoviť iba konvenčne), s pestrými kalovo-krinoidovými vápencami s evinospongiami a brachiopódmi (a inou makrofaunou), ktoré boli v minulosti opísané ako hierlatzké vápence, a s mikrokryštalickými vápencami s evinospongiami.

Pestré vápence s organickým detritom: *trlenské súvrstvie, hierlatzké vápence* (sinemúr až karix)

Trlenské súvrstvie: *piesčito-krinoidové vápence s rohovcami*

Súvrstvie plytko- až hlbšiemorských mikrokryštalických vápencov s organodetritom až organodetritických vápencov (niekedy kalkarenitovej až kalciruditovej povahy) s klastickou prímiesou SiO_2 sa plynuľe vyvíja z kopianeckých vrstiev vyznievaním klastických sedimentov, pribúdaním organodetritickej zložky, ústupom oolitických vápencov, t. j. vzd'ľovaním sa od pevniny – prehľbovaním, pričom sa laterálne zastupuje s pestrými kalovo-krinoidovými vápencami – hierlatzkými vápencami (čo uvádza už Veters, 1990) s evinospongiami. Súvrstvie je identické s vyššou časťou grestenských vrstiev v zmysle Vetersa (1909), ktorú nazýva „normálne piesčité liasové vrstvy“, rovnako s časťou súvrstvia spodného liasu v zmysle Maheľa (1962, 1967).

Fauna hetanžu – *Pedalion infraliassicus* (QUENST.), *Lima pectinoides* (SOW.), *Lima (Plagiostoma)* cf. *punctata* (SOW.) – určená Kochanovou (1959) pravdepodobne patrí k tomuto súvrstviu, k jeho nižšej časti. Horná hranica súvrstvia síce nie je paleontologicky preukázaná, ale na základe laterálneho zastupovania s hierlatzkými vápencami predstavuje karix.

K trlenskému súvrstviu s. l. priradujeme bohatú a značne pestrú paletu vápencov. Základ tvoria sivé, tmavosivé a hnedosivé (slienité polohy v spodnej časti súvrstvia zvetrávajú do žltohneda) mikrokryštalické piesčité a ílované (najmä v spodnej časti súvrstvia) vápence s organickým detritom až organodetritické (krinoidové, lumachelovo-krinoidové, niekedy takmer čisto lumachelové) vápence. V spodnej časti súvrstvia bežne vystupujú vápence s oolitmi až oolitické vápence. Súvrstvie je tenkodoskovité až tenkolavicovité, väčšinou však hrubodoskovité, s nerovnými, mierne zvlnenými vrstvomými plochami. Bez znalosti presnej pozície v súvrství sem zaraďujeme aj zriedkavo sa nachádzajúce polohy zlepcov, tvorených pravdepodobne rozličnými typmi vápencov spodného liasu s nápadným zastúpením belemnitov.

Podstatnú masu organodetritickej zložky tvorí detrit krinoideí medovožltohnedej, väčšinou však sivéj až čierosivej farby, jemno- až hrubozrný, niekedy zreteľne opracovaný, niekedy veľkostne vytriedený. Zachované sú články okrúhleho, pentagonálneho aj hviezdicovitého tvaru. Úlomky krinoideí sú zriedkavé, voľne utopené v základnej hmote (biomikrity, biosparity) alebo tvoria podstatnú masu horniny (kalkarenity až kalcirudity), s gradačným zvrstvením spodnej časti súvrstvia. Smerom do nadložia rýchlo pribúdajú.

V ílovitejšej spodnej časti súvrstvia býva sedimentácia „prerušovaná“ prínosom organodetritu (najmä krinoidových článkov). Biozložku okrem toho reprezentujú belemnity (viazané na krinoidové polohy), lamelibranchiáty (zriedkavo vytvárajú až lumachely) a brachiopódy. Z mikrofosílií sú zastúpené ostne ježoviek, gastropódy, články krinoidov, lamelibranchiáty a foraminifery rodu *Nodosaria*.

Klastický kremeň bielej, sivéj a menej ružovej farby je väčšinou piesčitej kategórie, len malé percento zŕn presahuje veľkosť 3 – 4 mm, zriedkavejšie sa však vyskytujú obličky až do 3 cm. Zrná sú väčšinou izometrické, zle opracované. Väčšinou sú voľne rozptýlené („utopené“), niekedy sú sústredené na plochách – tvoria laminy. Z vrstvy na vrstvu sa rýchlo mení množstvo zŕn aj pomerné zastúpenie veľkostných kategórií. Miestami sú zreteľne gradované.

Nápadnou zložkou klastického materiálu sú dedolomity (čisté mikrity bez alochémov) okrovej farby, často zreteľne (niekedy až veľmi dobre) opracované, s veľkosťou prevažne do 5 mm (bežne však aj väčšie). Hlavne väčšie zrná sú zvyčajne neopracované, pretiahnuté v jednom smere (doštičkovitého tvaru) a bývajú aj imbrikované. Klasy „dedolomitov“ sú väčšinou veľkostne vytriedené, často sústredené v polohách a v extrémnych prípadoch tvoria 25 – 30 % objemu.

Pozornosti unikajú intraklasty sivých a béžových vápencov (mikritov). Pravdepodobne ide o dezintegrované ílovité vápence kopieneckých vrstiev. Dosahujú veľkosť zlomkov milimetrov až niekoľko centimetrov, sú dobre až veľmi dobre opracované a vyskytujú sa v nich juvenilné gastropódy. Mikrit podobnej povahy býva zachovaný aj v miskách lamelibranchiát utopených v sparite.

Zriedkavejšie možno makroskopicky pozorovať aj ďalší siliciklastický materiál (sl'uda, ílové minerály). Jeho lokálne nahromadenie často vytvára bridličnatosť. V spodnej časti súvrstvia sa v ílovitých vápencoch veľmi zriedka vyskytujú aj úlomky zuhoľnateného dreva.

Od bázy do nadložia pravdepodobne v dôsledku zväčšujúcej sa vzdialenosti od pobrežia, prípadne zníženia unášacej sily transportných prúdov, a teda lepšej diferenciácie terigénneho materiálu, klesá jeho veľkosť aj množstvo.

Súvrstvie je rekryštalizované, alochémy možno často sledovať len vo forme fantómov.

K trlenskému súvrstviu s. s. priradujeme sivé vrstvovité piesčité vápence s krinoidovým detritom až krinoidové vápence s hľuzami rohvcov. Majú nerovné, mierne zvlnené vrstevné plochy, čo je pravdepodobne spôsobené prítomnosťou sivých až čiernych rohvcov.

Hierlatzké vápence: kalovo-krinoidové vápence s brachiopódmi a evinospongiami

Je to súvrstvie hlbšiemorských svahových [podľa sedimentačného modelu Vörösa (1986) hĺbka ich uloženia mohla byť od 100 do 500 – 600 m na svahu a na okraji panvy – na úpätí svahu] dvojzložkových (kalovo-mikrokryštalických až kalkarenitovo-kalciruditových) vápencov s bohatou faunou (najmä brachiopódov) s evinospongiami sklzového a zrotokového charakteru, laterálne sa zastupujúce s trlenským súvrstviem, pravdepodobne ležiace v nadloží kopieneckých vrstiev, prípadne trlenského súvrstvia. Je identické s hierlatzkými vápencami, resp. hierlatzkými vrstvami v zmysle Stacheho (1865), Čermáka (1866), Vettera (1909) a Húsenicu (1951), s hierlatzkým vývinom v zmysle Andrusova a Matějku (1931) a Andrusova (1959) a s nepomenovanou časťou súvrstvia spodného, neskôr spodného až stredného liasu v zmysle Maheľa (1962, 1967, 1986).

Súvrstvie zaradili Stache (1865) a Vetter (1909) k liasovej formácii, Húsenica (1951) k spodnému liasu, Andrusov (1959) asi k vrchnému lotaringu a nižšej časti stredného liasu. Kochanová (1959) uvádza faunu spodného liasu až strednej časti doméru, Pevný (1962, 1965) faunu spodného až stredného liasu, neskôr (1972) ako hornú hranicu uvádza pliensbach. Rakús (1968) uvádza rozpätie vrchný hetanž – sinemúr. Maheľ (1962) hovorí o spodnom liase, neskôr (1967) o spodnom a strednom liase a ďalej (1986) uvádza rozpätie spodný sinemúr – pliensbach.

Hierlatzké vápence pozostávajú z kalovo-mikrokryštalickej zložky (pestrých farieb – sivej, sivohnedej, ružovej – navzájom sa prelínajúcich) a kalkarenitovo-kalciruditovej zložky (sivej, ružovej a červenkavej farby), ktoré sú vzájomne zložito premiešané. Niekedy obe zložky vytvárajú polohy, v ktorých nezriedka býva detritická zložka gradačne usporiadaná (nasypanie), väčšinou sú však zložito premiešané (sklzový pohyb), pričom obe zložky sú potom často oddelené evinospongióvymi štruktúrami, prípadne okrajovou silicifikáciou na rozhraní premiešanej kalovej zložky. Nájdu sa aj prípady konvolútových textúr (premiešaný je len stred lavice, jej spodná a vrchná časť už majú normálnu paralelnú textúru).

Detritickú zložku tvoria úlomky krinoideí, zriedkavejšie aj väčšie kusy ich stoniek. Hornina je vrstvitá (tenko až veľmi hrubo lavicovitá) až masívna, teda je zjavne hrubšie vrstvitá ako kopiencke vrstvy, prípadne trlenské súvrstvie.

V spodnej časti hierlatzkých vápencov sa vyskytuje kondenzovaná poloha červenofialovej farby hrubá 10 cm – *hardground* riasového stromatolitového typu s Fe-Mn kôrami.

Mikrokryštalické až kalové vápence s evinospongiami pestrých farieb (sivej, hnedej a ružovej) sú vlastne (hlbokovodnejšou) zložkou, čiastočne už opísanou, hierlatzkých vápencov. Kalkarenitovo-kalciruditová krinoidová zložka vyznieva so vzdialenosťou od zdroja, ale aj smerom do nadložia, a tak „hlbšievodnosť“ tohto súvrstvia sa stáva zreteľnejšou. Ubúda organodetritu (čím sa súvrstvie stáva zjavne jemnozrnnejším až mikritickým, intrabiosparity prechádzajú do natlačených biomikritov), ubúda makrofauna, vytráca sa väčšina štruktúr sklávania a prúdenia (pozorovaná už len mikrousmernenie alochémov). Objavujú sa tenkostenné organizmy (vlákna, foraminifery), ihlice hubiek, rádiolárie (s druhotnou kalcitovou výplňou), ostne ježoviek a ostrakódy, klesá unášacia schopnosť prúdov (stráca sa usmerenosť alochémov – vlákien).

Toto súvrstvie, hoci sa laterálne zastupuje s trlenským súvrstviem, je zjavne z inej fácie (celkom iné spektrum fauny, jej masovosť a druhová pestrosť, prítomnosť *hardgroundov*, úplné chýbanie terigénneho materiálu, textúry sklávania, iný typ vrstvitosti) a zjavne ho buduje materiál z inej zdrojovej oblasti. Trlenské súvrstvie dostáva materiál z pevniny (SiO₂), no hierlatzké vápence z podmorských vyvýšenín.

Podobné až zhodné súvrstvie vystupuje napr. v Belianskej doline Veľkej Fatry, v okolí Ardanoviec v Považskom Inovci a v okolí Perneka v Malých Karpatoch.

Fauna: **foraminifery** (určil Salaj) *Lenticulina* (*Astacolus*) sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Fron-dicularia* sp., *Lenticulina* sp., **gastropódy** *Pleurotomaria anglica* SOW. sp., **belemnity**, **amonity** *Coro-niceras* sp., *Tragophylloceras* sp., **brachiopódy** *Lobothyris sinemuriensis* (OPP.), *L. angleri* (OPP.), *L. conf. grestenensis* (SUESS), *L. (?) bimammata* (OPP.), *L. punctata* (SOW.), *Zeilleria engelhardti* (OPP.), *Z. mutabilis* (OPP.), *Z. alpina* (GEJR), *Z. ewaldi* (OPP.), *Z. appeninica* (ZITTEL), *Z. waterhousi* (DAV.), *Z. cf. partschi* (OPP.), *Karpatiella subnumismalis* (DAV.), *Cincta* conf. *numismalis* (LAM.), *C. numismalis* (LAM.), *Nucleata nimbata* (OPP.), *N. cf. nimbata* (OPP.), *Lingothyris aspasia* (ZITTEL), „*Rhynchonella*“ *orthoptychites* ROTHPL., „*R.*“ *subundata* ROTHPL., „*R.*“ *sublatifrons* BOSE, „*R.*“ *de lottoi* PIAZ, „*R.*“ *santi hilari* BÖSE, „*R.*“ cf. *fraasi* OPP., „*R.*“ *polyptycha* OPP., „*R.*“ *prona* OPP., „*R.*“ *stachei* BÖSE, „*R.*“ *belemnica* (QUENST.), *Prionorhynchia greppini* (OPP.), *P. flabellum* (GEM.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *C. dalmasi* (DUM.), *Furcirhynchia furcillata* (THEOD.), *Rimirhynchia rimosa* (BUCH), *Cirpa fronto* (QUENST.), *C. briseis* (GEM.), *Rudirhynchia calcicoista* (QUENST.), *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *C. fasciostata* (UHLIG), *Sargirella alberti* (OPP.), *Apringia paoli* (CAN.), *Piarorhynchia deffneri* (OPP.), *Spiriferina alpina* OPP., *S. obtusa* OPP., *S. tumida* (BUCH.), *S. tumida haueri* (SUESS), *S. tumida rupestris* DESH., **bivalvie** *Chlamys* (*Camptochlamys*) *subreticulata* (STOL.), *Ch. (C.) verticila* (STOL.), *Lima* (*Plagiostoma*) *deslongchampsii* (STOL.), *Entolium calvum* (GOLDF.), *Lima pectinoides* (SOW.), *L. (Plagiostoma) cf. punctata* (SOW.), *L. (P.) haueri* (STOL.), *L. (Mantellum) denticosta* (QUENST.), *Izognomon infraliasicus* (QUENST.) a *Eopecten tumidus* (ZIET.).

Allgäuské vrstvy: *slienité škvornité vápence* (stredný až vrchný lias)

Uloženie allgäuských vrstiev – „fleckenmerglö“ (s klastickou prímiesou ílovitej kategórie) – ležia-cich konkordantne na trlenskom súvrství a hierlatzkých vápencoch znamená ďalšie prehĺbenie sedimentačnej panvy a zakončuje obdobie veľkej členitosti priestoru a tým aj veľkej pestrosti facií. Začína sa ním obdobie nekompenzovanej sedimentácie.

Súvrstvie je identické s liasovým fleckenmerglom v zmysle Stacheho (1865), Vettersa (1909) a Húsenicu (1951), so súvrstvím stredného až vrchného liasu (lotaring – toark) v zmysle Maheľa (1962, 1967) a so slienitými vápencami, slieňovcami a bridlicami blízkymi fleckenmerglovej facií veku plien-sbach – toark podľa Maheľa (1986). Andrusov (1959) zaradil bázu súvrstvia k vyššej časti stredného liasu, Rakús (1968) do plienbachu. Hrúbku súvrstvia odhadol Maheľ (1962) na 60 m.

Výrazná faciálna zmena od pestrých liasových vápencov ležiacich v podloží prebieha postupne. Nasvedčuje tomu prítomnosť súvrstvia prechodného charakteru, nesúceho ešte znaky predchádzajúceho vývoja (prítomnosť brachiopódov, voľne rozptýlených krinoidových článkov, prípadne až ich hniezd svetlejšie farby – prelivy béžovej a sivej, laminovanie), ale už aj znaky škvŕnitých vápencov (ílovitosť, tenkovrstvovitosť).

Vzhľadom na slabé odkrytie je súvrstvie málo preštudované, nemožno v ňom odhadnúť pomer vápencov a ílovcov. Zdá sa, že prevahu majú svetlé aj tmavé (sivé aj hnedosivé) škvŕnité vápnité ílovce (lupeňovito sa rozpadajúce, zvetrávajúce do hnedosivej až béžovej farby), obsahujúce polohy ílovitých škvŕnitých doskovitých vápencov rovnakej farby.

Bežnou, i keď nepatrnou súčasťou súvrstvia sú články krinoideí a belemnity.

Fauna: Maheľ (1962, 1967, 1986) na základe určenia Rakúsa uvádza *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *Vermiceras nodotianum* (D'ORB.), *Lytoceras* sp., *Partschiceras* sp., *Coenoceras* sp., *Phylloceras* sp., *Harpoceras* sp. a *Acanthopleuroceras binotatum*. M. Rakús z materiálu Havrilu určil *Juraphyllites* sp. Andrusov (1959) uvádza ešte *Liparoceras* sp. a Vetters (1909) *Aegoceras* zo skupiny *Capricornum*. Pravdepodobný vek je domér – toark.

Kremitý fleckenmergel: kremitý škvŕnitý vápenec (stredná jura – ?álen)

Hlbokovodné kremité škvŕnité vápence sú faciálne len málo odlišné od podložitých allgäuských vrstiev, na ktorých konkordantne ležia, a znamenajú ďalšie prehĺbenie sedimentačného priestoru. Pokračuje obdobie nekompenzovanej subsidencie. Súvrstvie pod týmto názvom v obalovej sérii Žiaru nebolo vyčlenené a je pravdepodobne identické so súvrstvím dogeru (Maheľ, 1962, udáva hrúbku 10 m) a malmu (Maheľ, 1962, udáva hrúbku 20 m) v zmysle Maheľa (1962, 1967, čiastočne 1986). Vek súvrstvia nie je biostratigraficky doložený.

Vrstvovité svetlo- až tmavosivé kremité vápence s tmavšími škvŕnami a čiernosivými hľuzami až polohami rohovcov sa rozpadajú na drobné polygonálne ostrohranné úlomky, ktoré pri zvetraní vápnitej zložky nadobúdajú vzhľad hrdzavohnedých pieskovcov. Mikrofaciálne sú to mikrosparity. Z alochémov sú bežne zastúpené ihlice hubiek a ostrakódy.

Kremité vápence, rádioláriuové vápence, rádiolarity (doger – malm)

Hlbokomorskou sedimentáciou kremitých vápencov, rádioláriuových vápencov a rádiolaritov (ležiacich konkordantne na kremitom fleckenmergli) vyvrcholilo obdobie prehlbovania sedimentačného priestoru. Súvrstvie sedimentovalo pod kompenzačnou hĺbkou aragonitu. Hrúbka súvrstvia je malá, asi nepresahuje 10 m. Vrcholí ním obdobie nekompenzovanej sedimentácie. Z tatrídnej sukcesie Žiaru sa toto súvrstvie doteraz neuvádzalo.

Vek súvrstvia nie je biostratigraficky doložený. Predpokladaný vek je bajok – oxford.

Kremité vápence béžovej farby, rádioláriuové vápence béžovej, sivozelenej a ružovkastej farby a tiež rádiolarity sivozelenej farby sú zreteľne vrstvovité, tenko- až hrubodoskovité. Kremité a rádioláriuové vápence možno charakterizovať ako mikrity a mikrosparity s nízkou frekvenciou alochémov (rádiolárie, ostrakódy, vlákna, echinodermáty).

Z prác Maheľa (1962, 1967, 1986) vyplýva, že vyššiu časť súvrstvia malmu budujú pelagické sivé slienité, väčšinou lavicovité (doskovité) aj masívnejšie vápence sakokómovej mikrofacie s ojedinelými hľuzami hnedastých a červenkastých rohovcov. Maheľ (1962) na základe určenia Kullmanovej uvádza ojedinelé sakokómy z najspodnejšej časti súvrstvia titónu až spodného neokómu, neskôr (1976) kimeridžu až spodného neokómu, neskôr malmu (Maheľ 1986). Stratigraficky možné rozpätie súvrstvia je kimeridž – spodný titón.

Lučivnianske súvrstvie: *slienité vápence s rohovcami* (vrchný titón – barém)

Pelagické súvrstvie ílovitých kalových kalpionelových vápencov a vápencov lučivnianskej formácie s polohami alodapických organodetrítických (krinoidových) vápencov (kalkarenitovo-kalciruditovej povahy) plytkovodného pôvodu nastupuje po „kondenzovanej“ sedimentácii hlbokomorského vývojového cyklu. Súvrstvie je identické s časťou súvrstvia titónu až spodného neokómu v zmysle Maheľa (1962), kimeridžu až spodného neokómu v zmysle Maheľa (1967) a so súvrstviem titónu až spodnej kriedy v zmysle Maheľa (1986).

Predtým sa súvrstvie zaraďovalo k starším útvarom – Veters ho zaraďoval (1909) k liasu a Húsenica (1950) k dogeru (pozri Maheľ, 1962, str. 65). Biostratigraficky je preukázaná len spodná hranica súvrstvia (titón), vrchná hranica podľa Maheľa (1986) siaha do ?aptu.

Súvrstvie tvoria celistvé kalové slienité vápence (typu biancone) svetlosivej farby s nápadnou bielou patinou s menej významným zastúpením organodetrítu (krinoidy) voľne utopeného v základnej mase. Vápence sú vrstvomité, tenko- až hrubodoskovité aj lavicovité (najmä v spodnej časti súvrstvia). Vo vyššej časti súvrstvia sú charakteristickou a nápadnou zložkou hľuzy čiernych rohovcov. Vápence sú často škvrnité, pripomínajú liasový fleckenmergel. V najvyššej časti súvrstvia sú aj polohy sivých a čiernosivých organodetrítických – krinoidových – vápencov s turbiditnou genézou, ktoré Maheľ (1986) s otáznikom zaraďuje k aptu.

Mikrofaciálne možno horninu označiť ako biomikrity, mikrity a mikrosparity. Z alochémov sú bežné krinoidové články, rádiolárie, vlákna a tintinidy. Maheľ (1962) na základe určenia Kullmanovej zo spodnej časti súvrstvia uvádza *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Globochaete alpina* LOMBARD a kalcifikované rádiolárie, z vyššej časti *Tintinopsella carpatica* MURGEANU – FILIPESCU, nanokóny a kalcifikované rádiolárie. Organodetrítické vápence možno charakterizovať ako intrabiosparity a pelsparity, z alochémov sú prítomné krinoidy a masovo foraminifery *Textularia* sp., rotaloidné formy (určil Salaj – ústna informácia).

Porubské súvrstvie: *piesčité ílovce, pieskovce a konglomeráty* (alb)

Sedimentačný cyklus žiarskej sukcesie je zavŕšený rytmickým peliticko-psamitickým (bridličnato-pieskovcovým) súvrstviem (flyšový vývoj) s polohami zlepcov a turbiditovej sedimentácie organodetrítických (krinoidových) vápencov (kalkarenitov až kalciruditov). Pri nepreukázaní sedimentov aptu a neodkrytí spodnej časti súvrstvia nemožno posúdiť vzťah súvrstvia k podložiu. Pravdepodobne ide o pozvoľný prechod.

Súvrstvie je identické so súvrstviem albu v zmysle Maheľa (1962, 1967). Maheľ (1967) uvádza hrúbku súvrstvia 50 m. Vek nie je biostratigraficky doložený.

V súvrství sú zastúpené ílovce, pieskovce, zlepenca a organodetrítické (krinoidové) vápence. Pomer jednotlivých typov hornín nemožno stanoviť. Spodná časť súvrstvia má drobnorytmický charakter s prevahou ílovcov s tenkodoskovitými vložkami prevažne jemnozrnných pieskovcov.

Ílovce a vápnité ílovce sivohnedej, čiernohnedej, svetlohnedej a žltohnedej farby, bežne s tmavými škvrnami (bioturbácia), bývajú šmuhované až laminované (laminy s hrúbkou zlomkov mm), čo je spôsobené striedaním pelitickej a psamitickej zložky. Piesčité laminy majú zásadne gradačnú stavbu (distálna zložka turbiditov).

Pieskovce tvoriace dosky až lavice v ílovcoch sú modrosivej (po zvetraní hrdzavohnedej) farby, vrstvomité, slabo vápnité, väčšinou dobre vytriedené, jemno- až strednozrnné, sľudnaté, paralelne laminované. Vrstvové plochy sú často vytvárané tenkými laminami čiernosivých ílovcov. Bežne obsahujú rastlinnú sečku.

Organodetrítické (krinoidové) vápence čiernosivej farby, tenkodoskovité až hrubolavicovité, sú makroskopicky podobné organodetrítickým vápencom spodnej kriedy.

Polymiktné zlepenca uvádzajú Húsenica (1950, 1951) (pozri Maheľ, 1962, s. 65, a Maheľ 1967, s. 173), Mišík et al. (1981) a Havrila in Rakús et al. (1984, 1989). Mišík et al. (1981) ich charakterizovali ako polymiktné neusmernené ortokonglomeráty. Dobre opracované obliaky často dosahujú veľkosť do 20 cm. Často sa vzájomne dotýkajú. Telesá zlepcov sú uložené v ílovitom matrice. V asociácii so zlepenkami vystupujú pieskovce (stredno- až hrubozrnné) tvoriace vložky v zlepencoch. Bežné sú aj polo-

hy mikrokonglomerátov. Obliaková analýza Mišíka et al. (1981) priniesla tieto výsledky: dolomity triasu úplne prevládajú; vápence stredného triasu; piesčité vápence s echinodermovými článkami, lastúrnikmi, ostrakódmi, intraklastami až krinoidové vápence – pravdepodobne spodného liasu; vápence s kalcifikovanými rádioláriami a silicity – pravdepodobne patria k jure; vápence so sakokómami – kimeridž až spodný titón; intermediárne vulkanity; pieskovce so železitým tmelom; droby; klasty ílovitých a piesčitých bridlíc; biotitický granodiorit; žilný kremeň; metamorfovaný paleozoický vápenec.

Ráztočnianska sukcesia

Pod týmto názvom rozumieme vrstvový sled sedimentárnych hornín od stredného triasu po alb v zmysle Maheľa (1959, 1962), t. j. časť hořenovskej skupiny v zmysle Matějku (1924), resp. obalovú sériu a „spodnú netypickú sériu krížňanskú“ v zmysle Bieleho (1956). Tú pôvodne aj Maheľ (1962) zaradil ku krížňanskému príkrovu. Zaradil ju k „západokarpatskej jednotke“ vyznačujúcej sa plytkovodným vývinom jury v dobre vetranom prostredí s miestnymi stratigrafickými hiátmi v spodnej kriede, prerušenými organogénnym (urgónskym) vývinom. Zodpovedá aj mezozoickej časti tatrika v zmysle Mella (in Šimon et al., 1994) a Nemčoka (1985), t. j. termínu ráztočnianska skupina podľa Nemčoka (1985).

Termín ráztočnianska sukcesia zodpovedá termínu „ráztočnianska séria“ podľa Maheľa (1959, 1962), ktorý ju neskôr (1967) chápal ako autochtónnu, tvoriacu bezprostredný obal kryštalinika najjužnejšej časti Žiaru. Kontakt s priliehajúcim kryštalinikom Matějka (1924) aj Biely (1957) považovali za tektonický, čo potvrdili aj Nemčok (1985) a Rakús et al. (1984).

Tektonický kontakt vyplýva z charakteru línie styku (z jej priebehu) a z toho, že na kontakte vystupujú priamo strednotriasové karbonáty silne premenlivej hrúbky (ojedinele aj mladšie členy). Šošovku kremencov spodného triasu pri Sklenom, ktorú uvádzajú Matějka (1924) a Biely (1957), vzhľadom na jej vystupovanie v pokračovaní pruhu sedimentov karpatského keuperu možno považovať za vrchnotriasovú (t. j. za karpatský keuper).

Charakteristickým znakom sukcesie je chýbanie sedimentov rétu a silná tektonická redukcia niektorých členov (karpatský keuper, jura, neokóm). Posledné výskumy (Nemčok, 1985; Mello in Šimon et al., 1994) však zatiaľ nepotvrdili vystupovanie lučivnianskych vrstiev. Charakteristickým členom ráztočnianskej sukcesie sú krinoidové vápence (trlenské súvrstvie) a hľuznaté vápence jury, ktorých stratigrafické rozpätie nie je spresnené. Na základe uvedeného vývoja jury možno sukcesiu zaradiť k plytkovodnejším – prahovým – sukcesiam tatranského typu.

Gutensteinské vápence: *vápence* (stredný trias)

Sú najspodnejším známym súvrstvím sukcesie. Chýbanie spodnotriasových súvrství je spôsobené tektonicky. Súvrstvie je identické s vápencami stredného triasu (Biely, 1957), so strednotriasovými tmavými vápencami (Maheľ, 1962), so strednotriasovými vápencami (Maheľ, 1967) a s gutensteinskými vápencami (Nemčok, 1985; Mello in Šimon et al., 1994).

Všeobecne sa uvádza strednotriasový vek. Podľa Nemčoka (1985) a Bieleho (1956) sú v spodných častiach súvrstvia doskovité až tenkolavicovité (10 – 30 cm), vyššie sú hrubolavicovité až masívne, sivé až tmavosivé so svetlou patinou, celistvé, prestúpené žilkami kalcitu, niekedy dolomitické, ba aj s polohami dolomitov. Z fosílií sú zachované len relikticky článkov krinoidov. Mikrofaciálne sú to monotónne mikrity, pseudosparity s mikrostylolitmi podfarbenými hydroxidmi Fe, tlakovo postihnuté, o čom svedčia znaky počiatkovej metamorfnej foliácie – zrná kalcitu sú dvojčatne lamelované.

Gutensteinské vápence dosahujú hrúbku 20 – 50 m.

Ramsauské dolomity: *dolomity* (stredný až vrchný trias)

Súvrstvie vystupujúce v nadloží gutensteinských vápencov je identické so svetlými aj tmavými dolomitmi v zmysle Bieleho (1956) a so sivými dolomitmi v zmysle Maheľa (1962, 1967). Podľa Bieleho (1957) a Nemčoka (1985) sú masívne alebo hrubolavicovité, niekedy brekciovité, ľahko rozpadavé – sú tektonicky postihnuté, preniknuté množstvom drobných pukliniek.

Vek sa uvádza buď stredný trias (Biely, 1957; Maheľ 1962, 1967), prípadne stredný a vrchný trias (Nemčok, 1985; Mello in Šimon et al., 1994).

Súvrstvie karpatského keuperu: kremence, pestré bridlice a žltkavé dolomity (norik)

Súvrstvie karpatského keuperu prvýkrát zo sledu ráztočnianskej sukcesie na základe mapovacej práce Nemčoka (1985) uvádzajú Rakús et al., (1984, str. 15), ktorí jeho silnú redukovanosť považujú za typický znak sledu.

Podľa nich sem však patria aj kremence opísané Matějkom (1924) a Bielym (1957) vystupujúce sv. od kóty 808 západne od obce Sklené. Podľa Bieleho (l. c.) sú bieložltkastej a ružovkastej farby, stredno-aj hrubozrnné, zložené prevažne z kremeňa. Obsahujú sericitizované živce a muskovit a sú v tektonickom styku s nadloží. Súvrstviu pripisuje vrchnotriasový vek (norik). Stručne ho charakterizuje ako kontinentálno-lagunárnu fáciu pozostávajúcu z nie celkom vytriedených kremencov a z pestrých fialových, okrových a zelenkavých ílovitých bridlíc s tyčinkovitým rozpadom.

Juru ráztočnianskej série charakterizoval Maheľ (1986) ako súbor členov prahového typu, plytko-morských, s organodetrítickými liasovými vápencami, bez dogerských a malmských rádiolaritov. Maheľ (1962, 1967, 1986) uvádza najkompletnejší nasledujúci vrstvomý sled: sivé krinoidové vápence prerastené šošovkami a polohami žltosivých rohovcov (lias), červené krinoidové vápence (vrchný lias – doger), ružové hľuznaté drobnokryštalické vápence s kalcifikovanými rádiolármi a zriedkavými článkami echinodermát. Najvyšším členom jury sú podľa neho svetlosivé vápence s pleťovoružovými nevýraznými hľuzami obsahujúce zvyšky kalcifikovaných ihlíc húb a *Globochaete alpina* (určila Kullmanová, 1959).

Sivé krinoidové vápence s rohovcami (spodný lias)

Západne od Skleného podľa Bieleho (1957) leží pruh masívnych a vrstvomitých vápencov (hrúbku vrstiev 2 – 20 cm uvádza Nemčok, 1985) svetlosivej až bielosivej farby, väčšinou zrnitých, krinoidových, zriedka celistvých, s drsným povrchom, hladkým iba pri celistvých varietach. Charakteristická je prítomnosť hojných hľúz svetlých aj tmavších rohovcov veľkosti vajca. Miestami sa nájdu súvislejšie šošovkovité polohy rohovcov dlhé až 1 m. V tenšie lavicovitých vápencoch sú rohovcové hľuzy vzácnejšie (Biely, 1957).

Krinoidové vápence sú značne rekryštalizované, často tlakovo postihnuté (paralelné textúry), v niektorých polohách sú hojné zrnká kremeňa. Nemčok (1985) ich charakterizuje ako intrasparity až intrabiosparity obsahujúce články echinodermát, klastický aj autigénny xenomorfný kremeň s inklúziami kalcitu a deformované intraklasty so známkami usmernenia. Uvádza príznaky počiatkovej metamorfózy a náznaky metamorfnej foliácie.

Biely (1957) tieto vápence bez paleontologických dôkazov zaradil do jury. Maheľ in Maheľ et al. (1967) ich zaradil do liasu, neskôr (1986) do spodného liasu.

Červené krinoidové vápence, ružové a svetlosivé hľuznaté vápence (vrchný lias – malm)

Strednú a vrchnú juru podľa Mella (in Šimon et al., 1994) v zhode s Maheľom (1962, 1967, 1986) postupne reprezentujú: červené krinoidové vápence (vrchný lias – doger), ružové hľuznaté drobnokryštalické vápence s kalcifikovanými rádiolármi a vzácnymi článkami echinodermát (spodný malm); najvyšším členom jury sú svetlosivé vápence s pleťovoružovými nevýraznými hľuzami obsahujúcimi zvyšky kalcifikovaných ihlíc húb a globochéty (Maheľ in Maheľ et al., 1967).

Sled v nadloží krinoidových vápencov je podľa Nemčoka (1985) takýto: tenkodoskovité až laminované vápence, hľuznaté tmavé vápence s hrúbkou dosiek 4 – 30 cm, so žltosivými rohovcami, podľa neho typickými pre lias, vápence so svetlými rohovcami, rádiolárové vápence, masívne sivé krinoidové vápence. Hľuznaté vápence charakterizoval ako biomikrit s vláknovou mikrofaciou, s paralelnou textúrou, s prierezmi bivalvií rodu *Bossitra* veku lias – doger, s klastickým aj autigénnym kremeňom, s echinodermátmi, ostrakódmi, riasovými zoospórmi druhu *Globochaete alpina* LOMBARD, s aptychmi a ihlicami.

Tento súbor hornín je málo preskúmaný. Nemčok (1985) pri dosiaľ najpodrobnejšom mapovaní územia (ani Mello in Šimon et al., 1994) nevyčlenil vrchnojurské a spodnokriedové horniny (vápnité pieskovce a zlepenca albu ležia podľa neho priamo na rádioláriových vápencoch jury).

Lučivnianske súvrstvie: *sivé lavicovité vápence a organodetritické vápence s rohovcami*
(neokóm – apt)

Podľa Maheľa (1962, 1967, 1986) nasledujú sivé a tmavosivé masívne aj lavicovité (hrúbka lavíc 5 – 35 cm) organodetritické, sčasti gravelové vápence, prestúpené sieťou klacitových žiliek s úlomkami článkov echinodermát, vo vrchných polohách s hojnými hľuzami tmavých rohovcov. Kullmanová (1959) z nich uvádza články krinoidov, spikuly holotúrií, klastický kremeň a úlomky (gravely) mikrokryštalického uhličitanu.

Stratigraficky patrí tento komplex do vrchného aptu (Maheľ, 1962), resp. do vrchného neokómu – aptu (Maheľ, 1967), resp. neokómu – aptu (Maheľ, 1986). Súvrstvie je podľa Mella (in Šimon et al., 1994) porovnateľné s neskôr definovaným lučivnianskym súvrstviem (Polák a Bujnovský, 1979), ktoré má stratigrafické rozpätie valangin – spodný apt.

Porubské súvrstvie: *ílovce, pieskovce a zlepenca (alb)*

Najvyšším členom ráztočnianskej skupiny je súvrstvie vápnitých a piesčitých bridlíc, vápnitých pieskovcov a karbonátových zlepenčov.

Ako uvádzajú Biely (1957) aj Nemčok (1985), vápnité pieskovce sú jemnozrnné, monotónne, doskovité a lavicovité, veľmi pevné. V čerstvom stave sú sivé a sivomodré. Pri zvetrávaní vzniká na okraji hnedastá obruba. Úplne zvetrané vápence sa rozpadajú na jemný hrdzavý piesok. Klastický materiál pozostáva z kremeňa (maximálne 30 %), živcov, sludy (muskovitu), rohovcov a pyritu, väčšina zrn je z mikritického vápenca. Základná hmota je z kalcitu.

Obliačky v zlepencoch uložené vo vápnitej základnej hmote sú slabo opracované.

FATRIKUM

Zliechovská sukcesia

Sedimentárny sled fatrika v Žiari od sedimentárneho sledu tatrika prvýkrát oddelil Uhlig (1903) ako súčasť *subtatranského vývoja*. Matějka (1924) na juhu Žiaru tento sled spolu s nižším tektonickým elementom (t. j. dnešnou ráztočnianskou sukcesiou) zahrnul do *hořenovskej skupiny*. Húsenica (1951) použil pre uvedenú časť subtatranského vývoja termín *krížňanský príkrov*, zahrnul však doň aj časť sukcesie, ktorá sa dnes považuje za tatrikum. Biely (1957) na juhu pohoria vyčlenil príkrovové teleso, v dnešnom rozsahu pod termínom „*vrchná typickejšia séria krížňanská*“. Neskôr Maheľ (1959, 1964, 1967) použil termín *zliechovská séria*. V pohorí Žiar na severe aj na juhu vystupuje len zliechovský vývoj.

Havrila in Rakús et al. (1984) uvádza, že príkrovové teleso, všeobecne označované ako krížňanský príkrov, nie je jednotné teleso. Ide o príkrovový systém, skupinu troch telies – stredné z nich je dominujúce (zachovaný je v ňom celý sled), vrchné a spodné telesá sú rozsahom podružné. Rozloženie telies je takéto:

1. na báze systému je „spodná šupina“, ktorá vystupuje iba v severnej časti pohoria,
2. hlavné teleso príkrovu vystupuje na severe aj na juhu pohoria,
3. v severnej časti pohoria nad albom hlavného telesa systému vystupuje ešte raz spodná krieda, tvoriac tretie teleso príkrovového systému.

Gutensteinské a podhradské vápence: *vápence a organodetritické vápence (anis)*

Sú najspodnejším členom príkrovu. Na juhu pohoria sú podľa Bieleho (1957) masívne aj hrubolavivcovité. Nemčok (1985) uvádza, že v ich spodných partiách sa vyskytujú vrstvy s hrúbkou 2 – 25 cm, vyššie sú hľuznaté polohy s brekciovitou štruktúrou, medzi ktorými sú okrové vrstvičky ílovitých

bridlíc. Najvyššie sa vyskytuje masívny tmavý vápenec. V súvrství sú podľa neho prítomné dolomitové polohy (do 2 m) a vápence sú prestúpené sieťou kalcitových žiliek.

Zo severnej časti pohoria už Mahel' (1962, 1967) ako typický znak krížňanského príkrovu pohoria Žiar uvádza svetlosivé a masívne vápence, často bunkovité, prechádzajúce do dolomitických vápencov a dolomitov. Aj podľa Rakúsa (1989) významnú časť súvrstvia vápencov stredného triasu tvoria sivé až tmavosivé lavicovité, sčasti dolomitické vápence, vo vrchných častiach organodetrítické – krinoidové (okolie Slovenského Pravna) až lumachelové, vyššie vápence s pseudomorfozami po sadrovci a sadrovce. Takéto vápence podľa mapy Havrilu zhotovenej na zostavenie tektonickej skice pohoria (Rakús et al., 1984) vystupujú na báze príkrovu na kóte Vyšehrad a v pruhu od Vyšehradného až po Slovenské Pravno.

Aspoň časť súvrstvia vápencov stredného triasu v severnej časti pohoria je litologicky zhodná s *podhradskými vápencami*. Vettters (1909) ju opísal pod názvom *vyšehradský vápenec*. Vek súvrstvia zatiaľ nebol preukázaný.

Ramsauské a hlavné dolomity: *dolomity* (stredný až vrchný trias)

V nadloží vápencov stredného triasu je hrubší komplex sivých a tmavosivých masívnych dolomitov. Ako uvádza už Biely (1957), sú petrograficky veľmi monotónne a sú rekryštalizované. Nemčok (1985) z nich z vrstvomitých variet uvádza riasové polohy. V severnej časti pohoria ich prvýkrát opísal Stache (1865), neskôr Stur (1868), ktorý ich uvádza ako neokómsky dolomit, Uhlig (1903), Vettters (1909) a Húsenica (1951).

Podľa Bieleho (1957) vrchná časť dolomitu snáď zasahuje aj do vrchného triasu.

Lunzske vrstvy: *pieskovce a ílovce* (karn)

Polohu siliciklastík hrubú 10 – 15 m vo vyššej časti dolomitov, ktorú uvádzajú Rakús et al. (1989) zo severnej časti pohoria, tvoria prevažne tmavosivé až čierne bridličnaté ílovce s vložkami jemnozrnných sľudnatých pieskovcov obsahujúcich rastlinnú sečku. Poznal ich už Húsenica (1951) a zaradil ich do spodného karnu.

Súvrstvie karpatského keuperu: *pestré ílovce, pieskovce až kremence a dolomity* (norik)

Toto charakteristické súvrstvie zliechovskej sukcesie podľa Bieleho (1957) na juhu pohoria zastupujú červené, zelené a žltkavé ílovité bridlice s vložkami žltkavých celistvých dolomitov, ktoré sú bežné. V západnej časti územia na svahu kopca Dúbrava (620 m n. m.) sa vyskytujú biele doskovité strednozrnné aj hrubozrnné pieskovce zložené z kremeňa, vzácne aj živca a úlomkov zelených bridlíc. V pieskovcoch sú tenké vložky bridlíc. Už Matějka (1924, s. 74) opisuje súvrstvie v záreze lesnej cesty z Ráztočna do Skleného, jv. od k. 893 a pri Sklenom.

Súvrstvie litologicky zhodného charakteru vystupuje naprieč celou severnou časťou pohoria od Nitrianskeho Pravna po Ondrašovú. Pod názvom „*pestré triasové sliene a pieskovce*“ ho uvádza už Stache (1865), Stur (1868) ho označil ako „*červená jalovina*“, Vettters (1909) ho poznal pod názvom „*pestrý keuper*“.

Fatranské súvrstvie: *sivé organodetrítické a lumachelové vápence a ílovce* (rét)

Ďalšie charakteristické súvrstvie zliechovskej sukcesie sa na juhu pohoria pôvodne označovalo ako kössenské vrstvy (Matějka, 1924). Podľa Bieleho (1957) ide o tmavosivé, modravé až čierne masívne aj lavicovité a doskovité vápence (Nemčok, 1985, uvádza hrúbku vrstiev 14 – 50 cm). Sú buď celistvé, ale častejšie organodetrítické, krinoidové a litodendronové, alebo lumachelové. Na hrebenku jz. od k. 787 sú lumachely preplnené brachiopódmi *Terebratula gregaria*. Foraminifery a riasy z nich uvádza Nemčok (1985). Podľa neho ide o intrabiosparity s autigénnym kremeňom, detritom echinodermát, ostňami ježoviek, fragmentmi schránok lastúrníkov, gastropódov a brachiopódov. Uvádza aj hardgroundy s chodbičkami víťavých organizmov, s množstvom sesílnych organizmov, s ustricami a inými lastúrníkmi v biomikrite. Uvádza aj intrasparity s mikroonkolitmi v intraklastoch, s lastúrníkmi, foraminiferami

a ostňami ježoviek. Spomína aj oosparit a oointrasparit s klastickým kremeňom tvoriacim jadrá oolítov, s foraminiferami glomospirového typu, s úlomkami schránok bivalvií a ostňov ježoviek, uvádza koraly obrastené foraminiferami nubecularidného typu, prípadne aj sinicami. Z materiálu Nemčoka určila Kullmanová holotúrie *Priscopedatus* sp. a *Theelia* sp., foraminifery *Glomospira* sp., *Callicitomella* sp., *Angulodiscus* sp., *Aulotortus* sp. a *Fronicularia* sp., *Globochaete tatrca* a Mišík určil foraminifery *Planiiinvolutina* sp. a *Thaumatoporella parvovesiculiphaera*.

V severnej časti je súvrstvie zachované šošovkovito a vystupuje naprieč celým pohorím od Nitrianskeho Pravna po Ondrašovú. Spomína ho už Stache (1865) ako „*kössenské vrstvy a litodendronové vápence*“. Stur (1868) uvádza z „*kössenských vrstiev*“ *Terebratula gregaria*. Súvrstvie bolo známe aj Uhligovi (1903) a Vettersovi (1909).

Kopienecké vrstvy: sivozelené ílovce, piesčité a organogénne vápence a vápnité pieskovce (hetanž)

Zastupujú ich tmavosivé a sivozelené, často do hneda zvetrávajúce, jemne sľudnaté bridlice, lavicovitité piesčité vápence a vápnité pieskovce. Na ich prítomnosť sa dá usudzovať najmä z úlomkov v sutine. Jediné odkryvy žltohnedých doskovitých až bridličnatých vápencov našiel Biely (1957) na hrebienku pri k. 500 (pri hájovni Uhlisko). V záreze cesty pozoroval striedanie doskovitých celistvých vápencov s polohami zrnitých krinoidových vápencov. Našiel v nich belemnity a úlomok amonitu. Nemčok (1985) ich charakterizuje ako biomikrity s vláknovou mikrofaciou, s autigénnym kremeňom, s ostrakódmi a článkami echinodermát. Uvádza aj oosparity, prípadne oomikrosparity.

Liasové vápence uvádza aj z tektonického okna Remata, kde je údajne obrátený vrstvomý sled. Vystupujú tam sparity, biosparity, intrabiosparity a mikrity. Z alochémov uvádza intraklasty, klastický kremeň, autigénny kremeň a muskovit a z bioklastov bivalvie, gastropódy, riasy *Globochaete alpina*, články krinoidov, ostrakódy, ihlice hubiek a foraminifery *Nodosaria* sp., ako aj lagenidné a textularidné formy.

V severnej časti pohoria sa súvrstvie dá sledovať v celej šírke pohoria a prvýkrát ho odlíšil Vetter (1909) ako „*grestenské vrstvy*“.

Allgäuské súvrstvie: škvrité slienité vápence a slieňovce (sinemúr – pliensbach)

Súvrstvie vystupuje len v severnej časti pohoria, a to takmer v súvislom pruhu naprieč pohorím. Pod názvom „*fleckenmergel*“ ho uvádza už Stache (1865) a charakterizuje ho ako pevné slienité vápence s tenkými polohami sivých a čiernastých slieňov. Z lokality Brieštie z nich uvádza amonity *Echioceras raricostatum* a *Vermiceras nodotianum* a tiež belemnity. Stur (1868) z nich uvádza *Avicula intermedia*. Vetter (1909) z Ostrého vrchu (Koplí) uvádza *Arietites* sp., *Arietites* cf. *spiratissimus*, *Amaltheus* sp. a *Oxynotyceras oxynotum*.

Mahel (1967) súvrstvie charakterizuje ako typický vývoj litofácie škvritých slieňov a slienitých vápencov.

Kremítý fleckenmergel: kremité ílované vápence a bridlice (?doger)

Súvrstvie vystupuje len v severnej časti pohoria a prvýkrát ho uviedli Havrila a Rakús (in Rakús et al., 1989). Bez paleontologických dôkazov sa považuje za dogerské.

Súvrstvie je litologicky zhodné, s výnimkou kremitosti, s allgäuským súvrstviem. Vápence sú tenkovrstvovité (1 – 5 cm). Sivé až sivočierne ílovce tvoria preplástky. Jediné zistené organické zvyšky sú úlomky krinoidov.

Rádiolary a hľuznaté vápence (malm)

Toto súvrstvie malej hrúbky tvorí v južnej časti pohoria tenký, niekde prerušený pruh v nadloží čiernych rétskych vápencov. Nemčok (1985) k nim zaraďuje ako najspodnejší člen červené doskovité (5 – 30 cm) hľuznaté, slabo krinoidové vápence liasu (?adnetské vápence). Charakterizuje ich ako biomikrity a uvádza z nich nálezy *Involutina liassica*, *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., belemnity, úlomku amonitu, články krinoidov, bivalvie, drobné gastropódy, ostne ježoviek a ostrakódy. Tieto vápence z okolia kóty Strach (722) spomína už Vetter (1909) a uvádza z nich *Nautilus* sp. a belemnity. V sever-

nej časti pohoria sa nachádzajú adnetské vápence v okolí Brieštia. Z iných lokalít ich spomína Húsenica (1951) a zaraduje ich do malmu.

Vyššie nastupujú tenkodoskovité (3 – 20 cm) zelenkavé a červenkavé rádioláriové vápence, miestami s hľuzami a polohami červených a žltkavých rohovcov. Sú rekryštalizované, tlakovo silno postihnuté. Sú v nich zachované reliktory rádiolárií a fragmenty schránok lastúrníkov. Súvrstvie pomerne podrobne opísal Biely (1957). Zaradenie do malmu sa už od čias Vettersa (1909) opiera o nález *Aptychus punctatus* v žltkavých slieňoch z Dúbravy. Súvrstvie je identické s „vápencami s rohovcami“ v zmysle Matějku (1924), ktorý ich zaradil do stredného až vrchného liasu.

V severnej časti pohoria je súvrstvie dobre sledovateľné od Nitrianskeho Pravna po Brieštie. Súvrstvie tam bolo známe už Uhligovi (1903), ktorý ho uvádza ako „červené aptychové vápence a rohovce“.

Koscieliské súvrstvie: *slieňovce, slienité vápence, organodetrilitické vápence a karbonátové parazlepence* (titón – spodný apt)

Najmohutnejšie vyvinuté a najviac plošne rozšírené súvrstvie krížňanského príkrovu v oboch častiach pohoria sú slieňovce, slienité vápence s vložkami organodetrilitických vápencov. Podľa Bieleho (1957) sú bridličnaté, doskovité až lavicovité, bielosivé, prípadne tmavosivé. Veľmi charakteristickým znakom je husté kalcitové žilkovanie, rovný hladký lom, hladký povrch a detailné prevrásnenie. Spodnejšie polohy obsahujú hojné kalpionely, čo uvádza už Biely (1957). Kullmanová in Nemčok (1985) určila kalcifikované rádiolárie, *Cadosina* sp., *Calpionella* sp. a *Titinopsella* sp. Aj podľa dnešných kritérií ich prítomnosť poukazuje na zastúpenie titónu až beriasu. Vetters (1909) od Brieštia uvádza aptychy.

V severnej časti pohoria tvoria mohutný súvislý pruh medzi Nitrianskym Pravnom, Kľačnom a Ondrašovou. Stache (1865) ich tu aj v južnej časti pohoria poznal ako „neokómske slieňovce“. Stur (1868), Uhlig (1903) aj Vetters (1909) ich poznali ako „neokómsky fleckenmergel“.

Porubské súvrstvie: *ílovce, pieskovce, organodetrilitické vápence a konglomeráty* (alb)

Flyšové súvrstvie albu vystupuje v severnej časti pohoria. Je najvyšším členom zliechovskej sukcesie. Prvýkrát ho spomína Mahel', ktorý upozorňuje na jeho malú hrúbku.

Podstatnú masu súvrstvia tvoria sivohnedé ílovité bridlice, vo vrchnej časti súvrstvia vápnité a piesčité, často škvrnité. Sú prevrstvené, s výnimkou najspodnejšej časti, sľudnatými, vápnitými, často jemne laminovanými modrosivými, do hrdzava zvetrávajúcimi pieskovicami.

V spodnej časti súvrstvia vystupujú karbonátové parazlepence. Základná hmota je slienitejšia, obliaky sivočiernych organodetrilitických (krinoidových) piesčitých vápencov s čiernymi rohovcami sú dobre opracované.

V najspodnejšej časti súvrstvia vystupujú polohy sivočiernych organodetrilitických (krinoidových) piesčitých vápencov. Sú to biointramikrity, pelmikrity, pelsparity a pelmikrosparity. Z alochémov najbežnejšie sú úlomky krinoidov, pelety, detritický kremeň, foraminifery, lamelibranchiáty, ostrakódy a orbitolíny (apt).

HRONIKUM

Mojtínsko-harmanecká sukcesia a ráztočnianska sukcesia

Dolomitové komplexy vystupujúce v nadloží neokómu ako súčasť *subtatranskej jednotky* prvýkrát vyčlenil Uhlig (1903). V južnej časti pohoria sedimenty triasu hronika vyčlenil Matějka (1924) pod názvom „dolomitová skupina“. Tú neskoršie Biely (1957) stotožnil s *chočským príkrovom*. Termín *chočský príkrov* použil v Žiari Húsenica (1951), ktorý ho v severnej časti pohoria prvý chápal ako samostatnú tektonickú jednotku.

Mahel' (1967) na základe faciálneho vývoja začlenil masu triasových karbonátov do *čiernovážskej série* (severná aj južná časť pohoria) a *bielovážskej série* (južná časť pohoria). Jeho konštatovanie výskytu bielovážskej série v južnej časti sa opiera o údaj Bieleho (1957) o výskyte reiflinských vápencov v Hraničnom potoku. Nemčok (1985) nepotvrdil vystupovanie reiflinských vápencov južnej časti pohoria.

ria a celú masu hronika na juhu zaradil do *čiernovážskej skupiny*. Tú potom Rakús et al. (1984) stotožnili so *štúreckým príkrovom* sensu Andrusov et al. (1973). Týmto termínom bol označený súbor litostratigrafických jednotiek ležiacich v tektonickom nadloží krížňanského príkrovu so stratigrafickým rozpätím stredný až vrchný trias (gutensteinské vápence, ramsauské dolomity, lunszké vrstvy, hlavný dolomit) s normálnym uložením. Okrem toho, na základe vystupovania hľuznatých vápencov pelsónu (Havrila in Rakús et al., 1984) v nadloží hlavného dolomitu vyčlenil Havrila (in Rakús et al., 1984, 1989) vyššie tektonické teleso v oblasti severného Žiaru, ktoré Rakús (1984) nazval „*príkrovová troska Studenca a Znievského hradu a zaklesnutá kryha pri Kláštore pod Znievom*“. Havrila a Rakús (in Rakús et al., 1984) ju zaradili v zmysle Mocka (1982) k siliciku. Rakús (1984, 1989) a Maheľ (1986) tento tektonický element stotožnili so strážovským príkrovom. Najnovšie mapovacie práce (Mello in Šimon et al., 1994) spresnili vrstvový sled. Definitívne sa potvrdilo jestvovanie reiflinských vápencov a boli vyčlenené aj wettersteinské vápence.

V období stredného až vrchného triasu v priestore hronika vystupujúceho v pohorí Žiar dominovala karbonátová sedimentácia na plytkomorskej karbonátovej mojtínsko-harmaneckej plošine (t. j. čiernovážsky vývoj). Iba lokálne sa zistilo časovo obmedzené zasahovanie panvových facií (reiflinské vápence a lunszké vrstvy) ráztočnianskeho bazénu (t. j. bielovážsky vývoj).

Gutensteinské vápence: *vápence (anis)*

Gutensteinské vápence vystupujú na báze príkrovu. Podľa Bieleho (1957) sú sivé až tmavosivé, hrubolavcovité aj masívne, celistvé aj jemnozrnné, so žilkami kalcitu. Z mikroskopického hľadiska ich ako monotónne mikrity (v ktorých sa iba ojedinele nájdu organické zvyšky bez stratigrafického významu ako napr. články echinodermát, *Globochaete alpina*, prierezy ostrakódov, fragmenty schránok bivalvií a gastropódov a stopy po bioturbácii) charakterizoval Nemčok (1985).

Stache (1865) ich spolu s dolomitmi hronika začlenil do cenomanu až turónu. Uhlig (1903) aj Veters (1909) ich zaradili k chočským dolomitom neokómskeho veku. Matějka (1924) ich zaradil k dogeru – malmu – titónu hořenovskej skupiny. Húsenica (1951) ich zaradil do chočského príkrovu a priradil im vek anis.

Ramsauské a hlavné dolomity: *dolomity (stredný až vrchný trias)*

Mello (in Šimon et al., 1994) ich charakterizuje ako svetlé masívne dolomity, ktoré majú v študovanom území z facií chočského príkrovu najväčšie rozšírenie. Dolomity sú aj lavcovité, často rozpadavé. V spodných častiach v nich možno nájsť zachované šošovky svetlých vápнитých dolomitov alebo priamo aj svetlých (wettersteinských) vápencov. Tieto spodné časti majú často zachované evinospongiové štruktúry. Z toho by sa dalo usudzovať, že tak ako v niektorých iných územiach Západných Karpát, aj tu dolomity sú v spodných častiach rifové a vo vyšších lagunárne. Svedčí o tom spomínaný nález dolomitov s *Teutloporella herculea* a stromatolitických dolomitov, ktoré zmapoval Havrila (1984) v kryhe Znievského hradu a Nemčok (1985) ich uvádza aj z južnej časti pohoria.

Keďže jedinými dosiaľ nájdenými a určiteľnými fosíliami sú nálezy riasy *Teutloporella herculea* z oblasti južne od Borovej (legit. Gross), nie je možné dolomitový komplex rozdeliť na stredno- a vrchnotriasovú časť, teda na ramsauské a hlavné dolomity (*Teutloporella herculea*, ako je známe, sa vyskytuje aj v spodnej časti vrchného triasu). Jediný malý výskyt lunszkých vrstiev, ktoré by mohli slúžiť ako deliaci horizont, nepostačuje.

Stache (1885) a Veters (1909) chočským dolomitom pripísali neokómsky vek. Matějka (1924) ich zaradil do triasu. Prítomnosť hlavného dolomitu prvý konštatoval Húsenica (1951).

Reiflinské vápence: *hľuznaté vápence s rohovcami (ladin)*

Biely (1957, s. 69) z doliny idúcej od chaty Remata na SV udáva výskyt čiernych lavcovitých vápencov s hľuzami čiernych rohovcov a považuje ich za reiflinské. Východne od Ráztočna na severných svahoch Borovej v záreze lesnej hradskej južne od Starého hája nad gutensteinskými vápencami sú odkryté sivé lavcovité a hľuznaté vápence. Vyobrazil ich už Nemčok (1985, obr. 10), ale považoval ich za hľuznaté polohy v tmavých gutensteinských vápencoch stredného triasu. Niet pochýb o tom, že tu ide

o výskyt panvovej fácie reiflinského typu. Smerom do nadložia tieto vápence prechádzajú do svetlých hrubolavicovitých až masívnych wettersteinských vápencov.

Drobný výskyt hľuznatých vápencov pelsónskeho veku sa zistil (Havrila in Rakús et al., 1984) aj v tektonickej kryhe Znievskeho hradu. Rakús (1984, 1989) ich označil ako schreyeralmské vápence.

Wettersteinské vápence: rifové a lagunárne vápence (ladin)

Nad reiflinským vápencom východne od Ráztočna vystupujú hrubolavicovité až masívne svetlosivé vápence, ktoré dosahujú hrúbku niekoľko desiatok metrov. Mello (in Šimon et al., 1994) ich zaradil k wettersteinským vápencom. Vyššie nasleduje masa svetlých a svetlosivých dolomitov. Aj v týchto dolomitoch sa ešte nájdu šošovky svetlých vápencov alebo dolomitických vápencov (napr. vo výraznom sz. chrbte Borovej). Ide zrejme o reliktu pôvodných vápencov, ktoré boli dolomitizované. Svetlé vápence sa dosiaľ podrobnejšie neskúmali.

Lunzské vrstvy: ílovce a pieskovce (karn)

Podľa Bieleho (1957, s. 70) výskyt lunzských vrstiev uprostred dolomitov prvýkrát uvádza Volko-Starohorský (1922) z ústia handlovského tunela. Zo severnej časti pohoria lunzské vrstvy uvádza Húsenica (1951) a považuje ich za spodnokarnské.

Niekoľko metrov (asi 5) hrubú polohu tmavých bridlíc a zelenosivých pieskovcov (s hrúbkou vrstiev 3 – 20 cm) našiel Nemčok (1985) v kameňolome južne od Hraničného potoka (v doline Rematy). Ide zrejme o šošovkovité zasahovanie tejto fácie do karbonátovej platformy z oblasti, kde lunzské vrstvy sú omnoho viac rozšírené (bazénové časti hronika) a kde dosahujú hrúbku niekoľko desiatok, ba až stoviek metrov.

PALEOGÉNNE SÚVRSTVIA

Centrálnokarpatský paleogén vystupuje v skúmanom území v línii Handlová – Ráztočno – Malá a Veľká Čausa – Brezany. Paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny (Šimon et al., 1997) reprezentujú borovské súvrstvie, terchovské súvrstvie, hutiansko-zuberecké súvrstvie a pieskovcové súvrstvie bielopotockého typu.

Borovské súvrstvie

Borovské súvrstvie reprezentujú karbonátové brekcie, dolomitové brekcie a zlepenca a organodetrické vápence. Z obdobia pred transgresiou morských bazálnych vrstiev – borovského súvrstvia – nenachádzame faunisticcky preukázané sedimenty. Na základe analógie s inými územiaми Západných Karpát, kde sa tvorili bauxity, vznikali paleokras, uhoľná sedimentácia, alebo sa vytvárali mohutné podhorské sutiny. Aj tu predpokladáme podobné suchozemské, kontinentálne podmienky. Do tejto kategórie tzv. predtransgresívnych sedimentov možno podmienične priradiť výskyty takmer monomiktných dolomitových (alebo lokálne aj dolomitovo-vápencových) brekcií s veľmi ostrohranným – neopracovaným – úlomkovým materiálom, stmelným psamitickou frakciou – dolomitovým pieskom s hrúbkou úlomkov od 3 do 70 mm. Najspodnejšie polohy bez akejkoľvek fauny môžu predstavovať predtransgresívne sedimenty. Vyššie v profile sa nachádzajú dolomitové brekcie až slabo opracované zlepenca, ale už s ojedinelými úlomkami numulitov a machoviek. Ich prítomnosť je už nesporným dôkazom morského stenohalinného prostredia sedimentácie. Brekcie, z ktorých časť môže tiež patriť k predtransgresívnym sedimentom, sa skladajú z dolomitov, menej často z vápencov, ktoré tvoria niekedy až 3-metrové aj väčšie balvany. Priemerná veľkosť úlomkov je okolo 10 cm. Je pre ne charakteristické vysoké nevytriedenie materiálu. Niektoré úlomky dolomitov sú natoľko zvetrané, silno vybielené, že už pri slabom dotyku sa rozpadávajú na dolomitovú múčku. Organodetrické až organogénne vápence sú v Handlovskej kotline veľmi vzácne až ojedinelé. Organické zvyšky, ktoré sú až horninotvorné, zastupujú predovšetkým numulity a diskocyklíny, bežné sú machovky, ostne ježoviek, červené riasy, malé foraminifery a bližšie neurčená organická drvina. Veľké foraminifery v spomínaných vápencoch poukazujú na staršie obdobie vzniku vápenca – na bartón, no pozícia týchto balvanov naznačuje, že sa nachádzajú už ako klasty, obliaky „bázy“ v bazálnom súvrství Handlovskej kotliny.

Okrajové (terchovské) súvrstvie

Súvrstvie reprezentujú ílovce a sporadicky karbonátové brekcie. Vo vyšších častiach borovského súvrstvia sa zmenšuje zrnitosť sedimentov. Brekcie sa začínajú striedať s pieskovecami a vyššie sa začínajú objavovať už aj tenké polohy ílovcov. Prechod z podložného, borovského súvrstvia do okrajového, terchovského súvrstvia je celkom plynulý. Okrajové súvrstvie v Handlovskej kotline má celkovo prevahu ílovcov (pokiaľ ide o plochu aj hrúbku) nad brekciami, resp. zlepenkami. Brekcie často vytvárajú iba šošovkovito sa vyklinujúce a znova sa objavujúce polohy vo vápnatých ílovcoch. Brekcie často vytvárajú v mäkkých ílovcoch komplexných morfológických útvarov, silno pripomínajúce bradlové pásmo. Ide tu takmer o čisté dolomitové brekcie s úlomkami s veľkosťou 1 – 15 m. Zdá sa, že hornina má primárne vysokú pórovitosť, pretože priestory medzi úlomkami sú neúplne vyplnené dolomitovou, slabo ílovitou piesčitou frakciou. Preto už po krátko trvajúcim zvetrávaní sa hornina rozpadáva na hrubý dolomitový štrk. Mikroskopické štúdium opísaných brekcií poukazuje na pestrejšie zloženie úlomkového materiálu. Ílovce sú premenlivo vápňité, sivých až tmavosivých odtieňov, po zvetraní nadobúdajú až žltohnedé sfarbenie. Vyznačujú sa tenkobridličnatým, inde až lístkovitým rozpadom, niekde sú prerušované laminami siltovcov až jemnozrnnými pieskovecami. Smerom do nadložia sa postupne začínajú vytrácať polohy, resp. pruhy brekcií, ílovce sa stávajú „čistejšími“ a okrajové súvrstvie takto prechádza do nadložných ílovcov menilitového typu, resp. bežných ílovcov hutiansko-zubereckého súvrstvia. Bežná hrúbka je 50 – 70 m, celkom ojedinele až do 200 m. Vek súvrstvia v Handlovskej kotline bol stanovený na základe štúdia veľkých foraminifer, mikrofauny a nanoplanktónu. Jeho rozpätie vychádza na najvyšší priabón – spodný oligocén. Z toho vyplýva, že podobne ako bazálne borovské súvrstvie, aj nadložné okrajové súvrstvie je v handlovskej časti regiónu preukázateľne mladšie ako ich ekvivalenty v bojnickej časti (Šimon et al., 1997).

Hutianske a zuberecké súvrstvie

Reprezentujú ho ílovce s vložkami a laminami pieskovcov. Bežné ílovce sú premenlivo vápňité, tenkobridličnato až lístkovito rozpadavé, ojedinele s tenkými lavičkami pieskovcov alebo drobnozrnných brekcií. Zvláštnou, ale dosť typickou subfáciou v oblasti Handlovej je výskyt ílovcov menilitového typu. Menilitové ílovce sú veľmi tvrdé, prekremenené, v čerstvom štádiu čokoládovej farby, po zvetraní až s bledomodrou patinou. Miestami obsahujú množstvo šupín a kostrové elementy rýb. Časté sú v nich aj laminy svetlejších farieb. Ílovce sú prerušované lavicami jemnozrnných sivobielych pieskovcov a siltovcov hrubými 1 – 3 cm. Ani pieskovce, ani ílovce menilitového typu nie sú vápňité. V týchto menilitových ílovcoch sa miestami nachádzajú čierne pelitické horniny, často s výraznou lamináciou. Dosahujú hrúbku 2 – 4 cm. V spodnej časti hutiansko-zubereckého súvrstvia sa ešte miestami nachádzajú polohy prevažne karbonátových brekcií až zlepenčov. V spodnej časti skalnej steny sa vyskytujú zlepenice tvorené dolomitmi a vápencami veľkými od niekoľko cm do maximálne 70 – 80 cm. Nad nimi sú balvany dolomitov veľké do 5 – 10 m, obklopené drobnozrnnými karbonátovými zlepenkami. V tmele týchto zlepenčov až brekcií, ktorý tvorí piesčitá karbonátová drvina, sa nachádzajú úlomky ustríc. Ílovce sú vápňité, kusovito až bridličnato rozpadavé, miestami laminované (siltovcové laminy). Siltovcové laminy až vrstvičky dosahujú hrúbku od desiatín milimetra do maximálne 10 mm. Často majú šošovkovitý priebeh. Pieskovce sú zväčša jemnozrnné, hrubé 2 – 5 cm, modrosivej farby, buď homogénne, alebo často v celej hrúbke vodorovne laminované. Mikroskopickým štúdiom boli určené ako drobové pieskovce, celkom ojedinele ako droby. Hutiansko-zuberecké súvrstvie smerom do nadložia miestami nadobúda charakter až typického flyšu s pomerom pieskovcov k ílovcom zhruba od 2 : 1 do 1 : 2. Hrúbka hutiansko-zubereckého súvrstvia v Handlovskej kotline, podobne ako hrúbka ostatných súvrství paleogénu, je značne premenlivá.

Pieskovcové vrstvy bielopotockého typu

Pieskovcové vrstvy bielopotockého typu majú oligocénny vek (spodný miocén). Vystupujú v hrúbke do 100 m a sú uložené v nadloží hutiansko-zubereckého súvrstvia alebo aj priamo na dolomitoch hronika. Ide o nový sedimentačný cyklus na rozhraní paleogénu a neogénu, vekovo reprezentujúci

eger. Súvrstvie tvoria zdanlivo masívne, slabo stmelené pieskovce s vyklinujúcimi sa polohami drobnozrnných pieskovcov. Prítomné sú aj veľmi pevné lavice stredno- a hrubozrnných pieskovcov a drobnozrnných zlepcov hrubé 20 – 80 cm. Pieskovce a drobnozrnné zlepence sú polymiktné, obsahujú vysoký podiel hornín kryštalinika a metamorfík, žilného kremeňa, menej časté sú sivé a fialové bridlice, kremence, dolomity, vápence a paleokarbonáty. Ílovce vytvárajú len celkom ojedinelé tenké a priestorovo nestále polohy. Sú slabo vápnité až nevápnité.

NEOGÉNNE VULKANOGÉNNE SÚVRSTVIA

Vulkanity Kremnických vrchov

Neovulkanity Kremnických vrchov zasahujú do južnej časti regiónu. Na geologickej stavbe okraja Kremnických vrchov sa okrem hornín (Šimon et al., 1997) predterciérneho podložia podieľajú nasledujúce formácie, súvrstvia a komplexy: vulkanicko-sedimentárne horniny kordického súvrstvia, extruzívne telesá komplexu andezitov s granátom, intrúzie, efuzíva a hyaloklastity zlatostudnianskej formácie (komplex Suchého vrchu), efuzíva, pyroklastiká a epiklastiká turčeckej formácie a efuzíva, pyroklastiká a epiklastiká rematskej formácie.

Kordické súvrstvie

Súvrstvie reprezentujú tufitické ílovce, siltovce a pieskovce, redeponované tufy, epiklastické vulkanické pieskovce, vložky uhoľných ílovcov a polohy konglomerátov s nevulkanickým materiálom. Vek súvrstvia je na základe biostratigrafických údajov a rádiometrického datovania stanovený na spodný bádén.

S ohľadom na zastúpenie jednotlivých hornín môžeme v rámci súvrstvia vyčleniť nasledujúce členy:

Tmavé laminované ílovce s vložkami jemnozrnných pieskovcov (morský spodný bádén). – Nachádzajú sa v hrúbke až 600 m v spodnej časti súvrstvia. Ich prítomnosť nehlboko pod povrchom podmieňuje rozsiahlu zosuvnú činnosť. Z litologického hľadiska ide o jemne laminované tmavé ílovce a jemno- až strednozrnné svetlé pieskovce s materiálom kryštalinika a sporadicky karbonátov.

Tufitické ílovce, siltovce a pieskovce s vložkami redeponovaných tufov a ojedinele uhlia. – Vystupujú v hrúbke do 50 m v spodnej časti súvrstvia, tam, kde chýbajú spomínané vrstvy, alebo v ich nadloží. Ide o nepravidelne sa striedajúce vrstvy a polohy svetlých až zelenkavých ílovcov a siltovcov, hnedastých pieskovcov s prímiesou vulkanického materiálu, hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom, redeponovaných tufov tých istých andezitov a miestami tmavých ílovcov s tenkými slojmi lignitu. Vrstvy podmieňujú zosuvnú činnosť a sú ňou značne rozrušené. Na povrch vystupujú len ojedinele, jz. od Handlovej medzi telesami zosuvov.

Tufitické ílovce a siltovce s polohami štrkov s nevulkanickým materiálom. – Vystupujú v hrúbke do 30 až 50 m vo vrchnej časti súvrstvia a sú najtypickejším členom. Od predchádzajúcich vrstiev sa líšia neprítomnosťou uhoľných ílovcov a lignitu a prítomnosťou polôh epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov. Materiál konglomerátov tvoria amfibolicko-pyroxénické a hyperstenicko-amfibolické andezity, niekedy s granátom, a v podstatnej miere aj nevulkanické horniny – kremeň, kremence, kremité ruly, granity a ojedinele karbonáty.

Komplex andezitov s granátom

Komplex v skúmanom území budujú len extruzívne telesá a sprievodné extruzívne brekcie. Extruzívne telesá dosahujú rozmery niekoľko sto metrov, plošne rozsiahle telesá majú zrejme charakter krátkych lávových prúdov veľkej hrúbky. Extrúzie aj prúdy buduje masívny andezit s blokovou odlučnosťou. V okrajových častiach andezity postupne prechádzajú do hnedastých extruzívnych brekcií s angulárnymi fragmentmi celistvého až mierne vezikulárneho andezitu v zoxidovanom podvrvenom matrice. Z petrografického hľadiska rozlišujeme extrúzie hyperstenicko-amfibolického andezitu s akcesorickým granátom a ich brekcie. Andezity tohto typu sú hruboporfýrické, tvorené výrastlicami plagioklasu, amfibolu, hyperstenu a ojedinelého granátu v základnej hmote s felzitickou, mikropoikiliticko-felzitickou, mikroliticko-

-felzitickou, pilotaxiticko-felzitickou alebo pilotaxitickou štruktúrou. Plagioklas s veľkosťou 2 – 4 mm a zložením okolo An_{60} je prítomný v množstve 30 – 40 %. Amfibol je hnedý alebo hnedozelený, často opacitizovaný, s veľkosťou 1 – 3 mm, zastúpený v množstve 3 – 10 %. Hypersten je často opacitizovaný, s veľkosťou okolo 2 mm, zastúpený v množstve 5 – 10 %. Ojedinelý granát je svetloružový, s reakčným lemom plagioklasu, s veľkosťou do 5 mm. Základnú hmotu tvorí drobný plagioklas, pyroxén, magnetit, draselný živec a kremeň, veľmi často s prejavmi opacitizácie (hematitizácie). Autometamorfná hematitizácia, často veľmi intenzívna, je charakteristická, s výnimkou okrajových častí telies. Extrúzie hyperstenicko-amfibolických andezitov a ich brekcie – andezity – sú obdobné ako predchádzajúce, granát však chýba. Naopak, ojedinele pozorujeme prítomnosť augitu.

Zlatostudnianska formácia

Horniny zlatostudnianskej formácie bádenského veku vystupujú na povrchu len jv. od Rematy vo forme pomerne rozsiahleho intruzívneho telesa dioritových porfýrov a východne od Handlovej vo forme komplexu lávových prúdov a vulkanoklastík. Nesú prvky subakválneho pôvodu a v rámci formácie sa zaraďujú do komplexu Suchého vrchu. Pôvodne podstatne väčší rozsah a hrúbka formácie boli obmedzené eróziou pred uložením hornín rematskej formácie, a to najmä na relatívne vyzdvihnutých blokoch západne od kremnického grabenu. **Intrúzie pyroxénického dioritového porfýru** vystupujú jv. od Rematy. Na západnej strane sú oddelené od hornín podložja okrajovými zlomami kremnického grabenu, na východe sa ponárajú pod horniny rematskej formácie. Plošný rozsah telesa a indície plochého kontaktu s podložími v niektorých častiach územia naznačujú formu lakolitu alebo prechodnú formu medzi štokom a lakolitom. Intruzívne teleso nie je homogénne, v niektorých častiach ho buduje masívny dioritový porfýr až diorit, inde pozorujeme prechody do andezitových porfýrov a brekciovitých andezitov až andezitových brekcií s nižším stupňom kryštalinity základnej hmoty. Charakteristické sú autometamorfné premeny typu chloritizácie, pyritizácie, v okrajových brekciovitých partiách typu hematitizácie a vybielovania. Prechody medzi masívnym porfýrom a brekciami sú postupné, sprostredkované narastajúcou proporciou drveného a alterovaného matrixu, ako aj frakturácie nepravidelnou sieťou trhliniek. Z petrografického hľadiska ide o pyroxénický dioritový porfýr. Zjemňovaním základnej hmoty na zrnitú mikrolitickú až mikrolitickú štruktúru prechádzajú dioritové porfýry do andezitových porfýrov a andezitov. Naopak, ojedinele má hornina až charakter dioritu s rovnomerne zrnitou štruktúrou.

Komplex Suchého vrchu (v rámci zlatostudnianskej formácie)

Subakvatické lávové prúdy a extrúzie pyroxénického andezitu s brekciami

Vystupujú v hrúbke až 200 m východne od Handlovej a tvoria až 90 % komplexu Suchého vrchu. Komplex je silno narušený zosúvaním. Charakteristickým znakom sú postupné prechody medzi andezitmi a andezitovými brekciami hyaloklastitového typu indikujúcimi subakválny vývoj komplexu. Formy telies nie sú jednoznačne identifikované. Prítomné sú telesá extruzívneho typu a formy (oblasť Vysokej), ako aj subhorizontálne uložené prúdy väčšej hrúbky (oblasť Zimného úbočia). Masívne časti extrúzií a prúdov majú nepravidelnú blokovú až doskovitú odlučnosť. Drvením a trieštením pozdĺž nepravidelnej siete trhlín prechádzajú do brekciovitých andezitov a hyaloklastitových brekcií. Chaotické brekcie tvoria angulárne až sférické fragmenty celistvých až vezikulárnych andezitov tmavej, menej červenkastej alebo svetlej farby. Fragmenty s veľkosťou do 2 m nesú znaky pokračujúcej dezintegrácie so vznikom matrixu pozdĺž siete trhlín. Matrix je svetlá až mierne červenkastá podrvená pórovitá lávová hmotá. Na báze komplexu majú brekcie lokálne peperitový charakter, keď uzatvárajú v matrixe aj útržky podložných tufitických sedimentov. Brekcie sú často postihnuté nontronitizáciou sklovitého detritu. Z petrografického hľadiska ide o augiticko-hyperstenické andezity. **Epiklastické vulkanické brekcie** vystupujú v hrúbke do 30 m ako polohy v nadloží spomínaných lávových prúdov. Brekcie sú chaotické, s náznakmi zvrstvenia a zmien zrnitosti. Tvoria ich prevažne tmavé až čierne angulárne až subangulárne celistvé až pórovité andezitové fragmenty s veľkosťou do 40 cm, v priemere okolo 5 – 10 cm, v množstve 50 – 70 %. Matrix je hnedý, netriedený, tufovo-piesčitý, s prímiesou drobnej hnedej pemzy. Brekcie možno chápať ako produkt redepozície materiálu hyaloklastitových a lávových brekcií podložných lávových prúdov.

Turčecká formácia

Formácia je syngenetická so subsidenciou kremnického grabenu a predstavuje spodnú časť jeho výplne s tým, že sčasti zasahuje aj za jeho okrajové zlomy. Formácia má charakter stratovulkanického komplexu, striedajúcich sa lávových prúdov a rôznych vulkanoklastík pri pomerne pestrom zastúpení petrografických typov hornín. Lávové prúdy a ich brekcie sú dominujúcim litologickým typom v turčeckej formácii. Hrúbka jednotlivých prúdov sa pohybuje od 10 do 50 m, pričom sú podstatne zastúpené lávové brekcie. Masívnu časť lávových prúdov tvorí celistvý až mierne pórovitý andezit s doskovitou až blokovou odlučnosťou. Brekcie sú červenkasté až tmavé, troskovitého až hyaloklastitového typu. Z petrografického hľadiska rozlišujeme:

Lávové prúdy pyroxénických andezitov. – Ide o pyroxénické andezity s výrastlicami plagioklasu (do 3 mm, 10 – 30 %), augitu (do 2 mm, 2 – 8 %), hyperstenu (do 2 mm, 2 – 6 %), prípadne akcesorického olivínu v základnej hmote s hyalopilitickou, pilotaxitickou, trachytickou, mikrolitickou alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou. Vzhľadom na zastúpenie výrastlíc môžeme rozlišovať hyperstenicko-augitické, augiticko-hyperstenické a bázické pyroxénické andezity. Znížením obsahu tmavých výrastlíc prechádzajú do leukokratných andezitov. Zvýšením bazicity plagioklasu a obsahu olivínu prechádzajú do bazaltických andezitov, pre ktoré je charakteristická mikroofitická alebo doleritická základná hmota.

Leukokratné andezity. – Sú to leukokratné andezity s výrastlicami plagioklasu (do 4 mm, 10 až 20 %) a akcesorického augitu a hyperstenu v základnej hmote s hyalopilitickou, pilotaxitickou alebo jemne mikrolitickou štruktúrou. Leukokratné andezity sú často celkovo sklovité.

Uloženíny pyroklastických prúdov. – Vytvárajú len ojedinelé zmapovateľné telesá v hrúbke do 30 m. Ide o chaotické spečené brekcie tvorené sférickými fragmentmi svetlého pórovitého pyroxénického andezitu s veľkosťou do 0,5 m a sporadickými angulárnymi fragmentmi tmavého sklovitého andezitu vo svetlom až červenkastom spečenom tufovo-detritickom matrixe s ojedinelou drobnou pemzou. Nezmapovateľné výskyty uloženín pyroklastických prúdov sú zahrnuté pod vysvetlivku s názvom prevažne autochtónne aglomeráty a tufy.

Redeponované pyroklastiká a epiklastické vulkanické brekcie. – Vystupujú najmä v turčeckej formácii ako najrozšírenejší typ vulkanoklastík. Vytvárajú zvrstvený komplex nepravidelne sa striedajúcich drobných až hrubých brekcií s vložkami a polohami hrubých pieskovcov až redeponovaných tufov. V redeponovaných aglomerátoch prevládajú fragmenty vezikulárných a pórovitých tmavých až červenkastých andezitov a drobnej pemzy, v epiklastikách prevládajú fragmenty sivých celistvých andezitov. Veľkosť fragmentov je značne variabilná. V prípade hrubých brekcií najväčšie fragmenty dosahujú veľkosť až 1 – 2 m pri ich priemernom rozmere 10 – 15 cm. Rozmer fragmentov drobných brekcií nepresahuje 10 cm, v priemere majú veľkosť okolo 1 – 2 cm. Vložky hrubých pieskovcov sú len slabo vytriedené, často obsahujú ojedinelé drobné fragmenty. Zvýšením obsahu pemzy prechádzajú hrubé pieskovce do redeponovaných tufov. Z petrografického hľadiska sú zastúpené najmä rozličné pyroxénické a leukokratné andezity.

Prevažne hrubé epiklastické vulkanické brekcie. – Vystupujú v spodnej časti formácie Klackej doliny jv. od Novej Lehoty. Brekcie sú prevažne chaotické, nevýrazne zvrstvené a vytriedené. Striedajú sa rôzne hrubé polohy hrubých brekcií s tenšími polohami lepšie vytriedených drobných brekcií, miestami aj hrubých pieskovcov. Fragmenty sú angulárne až subangulárne celistvé až mierne pórovité svetlosivé andezity. Fragmenty dosahujú veľkosť v prípade hrubých brekcií až 1 m, v priemere okolo 10 cm, pri drobných brekciách až 10 cm, v priemere okolo 1 – 2 cm. Zastúpenie fragmentov je 40 – 60 %. Matrix je svetlý, netriedený, hrubo piesčitý, s drobnou svetlou pemzou.

Prevažne drobné vulkanické epiklastické brekcie a redeponované tufy. – Prevládajú najmä v turčeckej formácii, oddeľujúc jednotlivé lávové prúdy. Ide o komplex nepravidelne sa striedajúcich polôh drobných, ojedinele aj hrubších epiklastických vulkanických brekcií až redeponovaných aglomerátov s polohami jemných až hrubých epiklastických vulkanických pieskovcov a redeponovaných tufov až pemzových tufov. Charakteristické je výrazné zvrstvenie a vyšší stupeň triedenia uloženín. Materiál predstavujú úlomky a zrná tmavých sklovitých, sivých a červenkastých andezitov, často pórovitých a sivá, hnedá alebo svetlá pemza a popolovitá tufová substancia. Z petrografického hľadiska sú zastúpené najmä rozličné pyroxénické a leukokratné andezity.

Redeponované tufy a pemzové tufy. – Vystupujú v prostredí epiklastických vulkanických brekcií a redeponovaných pyroklastík sv. od Janovej Lehoty. Tufy sú zvrstvené a vytriedené, s variabilnou zrnitosťou od piesčitých tufov po hrubé pemzové tufy. Materiál predstavuje svetlá, žltá, hnedá a sivá pemza, v menšej miere sú prítomné drobné úlomky čierneho napeneného andezitu a tmavého až čierneho sklovitého andezitu. Charakter materiálu indikuje primárne vulkány, freatomagmatický typ erupcií.

Redeponované tufy a epiklastické vulkanické pieskovce. – Vystupujú prevažne spolu s drobnými brekciami, ale miestami vytvárajú aj samostatné polohy väčšej hrúbky. Epiklastické vulkanické pieskovce sú stredno- až hrubozrnné, hnedé až tmavé, s materiálom sklovitých a zoxidovaných andezitov, variabilne je prítomná rozptýlená pemza. Pieskovce sa striedajú s polohami redeponovaných tufov a pemzových tufov, v ktorých je piesčitá prímes nepatrná. Ojedinele sme pozorovali aj vložky siltovcov a hrubých pieskovcov s drobnými úlomkami tmavých andezitov.

Rematská formácia

Formácia predstavuje relikt menšieho stratovulkánu pyroxénických andezitov s centrom na okrajových zlomoch kremnického grabenu jv. od Rematy. V rámci formácie rozlišujeme centrálnu zónu – zvyšky vulkanického kužeľa budovaného komínovými brekciami, vulkanskými brekciami, aglomerátmi, uloženinami pyroklastických prúdov a tenkými zbrekčovateľnými lávovými prúdmi s periklinálnym uložením – a proximálnu zónu, budovanú mierne až subhorizontálne uloženým komplexom lávových prúdov a hrubých epiklastických vulkanických brekcií.

Lávové prúdy pyroxénických andezitov. – V centrálnej zóne sú relatívne tenké a intenzívne zbrekčovateľné, zatiaľ čo v proximálnej zóne dosahujú hrúbku až 60 m s relatívne menším zastúpením brekcií. Spodná časť lávových prúdov je zvyčajne masívna, s doskovitou až blokovou odlučnosťou, s prechodmi do mierne pórovitého andezitu vo vyššej časti prúdu. Lávové brekcie predstavujúce 30 – 70 % prúdu sú troskovité až blokové, s fragmentmi pórovitej lávy s veľkosťou do 50 cm, v priemere 5 – 10 cm, v červenkastom pórovitom a podrvenom lávovom matrice. V tenkých lávových prúdoch vulkanického kužeľa sú brekcie skôr troskovité, v hrubších lávových prúdoch proximálnej zóny sú brekcie skôr blokované. Z petrografického hľadiska ide o pomerne uniformné pyroxénické andezity s výrastlicami plagioklasu v základnej hmote s hyalopilitickou, pilotaxitickou alebo mikrolitickou štruktúrou.

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov. – Vystupujú ako najmladší prúd formácie v oblasti Vysokej. Andezit je obdobný ako predchádzajúci, je mierne zrnitejší, s obsahom opacitizovaného amfibolu do 2 %.

Uloženiny pyroklastických prúdov. – Vystupujú na severnom svahu pôvodného vulkanického kužeľa v oblasti Bralovej skaly. Rozlíšené sú dva pyroklastické prúdy s rôznou zrnitosťou:

- hrubouľomkovitý pyroklastický prúd Bralovej skaly, ktorý tvoria neopracované, ale vcelku sférické fragmenty tmavého pórovitého až napeneného andezitu s veľkosťou v priemere 5 – 10 cm, maximálne až 50 cm, v množstve 70 – 80 % a ojedinelé angulárne fragmenty sklovitého andezitu vo svetlohnedom alebo červenkastom, mierne spečenom matrice piesčitého vzhľadu,

- drobnouľomkovitý pyroklastický prúd jv. od Bralovej skaly, ktorý tvoria prevažne deformované fragmenty andezitovej pemzy s veľkosťou do 10 cm a sporadické angulárne fragmenty sklovitého andezitu v tufovo-detritickom matrice s podstatným zastúpením pemzy a tufovej substancie. Spečenie je pomerne intenzívne a viedlo až k miernej deformácii (splošteniu) pemzových fragmentov.

Blokové pyroklastické brekcie. – Vystupujú v centre vulkánu v oblasti Kozích chrbtov. Brekcie sú chaotické a blokované, s angulárnymi fragmentmi celistvých a sférickými fragmentmi pórovitých tmavých sklovitých andezitov s veľkosťou do 1 m, v priemere okolo 10 cm, v množstve 60 – 90 %. Zrnitosť a zastúpenie fragmentov je premenlivé. V niektorých častiach sú uchované procesy trieštenia fragmentov vznikom matrixu pozdĺž nepravidelnej siete trhlín. Matrix predstavuje mierne spečený netriedený drobný andezitový detrit, časté sú aj červenkasté úlomky.

Autochtónne aglomeráty a tufy. – Vystupujú východne a juhovýchodne od Rematy v oblasti Kozích chrbtov, Guľatého vrchu a Vysokej vo forme reliktov vulkanického kužeľa s periklinálnym uložením. Aglomeráty a tufy sú zvrstvené, sčasti aj vytriedené. Pomerne hrubé polohy chaotických aglomerátov (až vulkanských brekcií) prevládajú nad tenšími polohami lepšie vytriedených lapilových tufov a tufov. Aglomeráty tvoria prevažne sférické fragmenty tmavých a červenkastých pórovitých andezitov, v malej

miere sú prítomné aj angulárne úlomky celistvých a sklovitých andezitov. Matrix je netriedený, hrubo piesčitý, s drobnou pemzou. V lapilových tufoch a tufoch je podstatnejšie zastúpená aj žltá až hnedá pemza a v matrixe tufová substancia. Prítomné sú aj polohy hrubých vulkanických brekcií, obdobných ako predchádzajúce.

Hrubé epiklastické vulkanické brekcie. – Vystupujú v proximálnej zóne vulkánu a predstavujú uloženiny proluviálnych kužeľov. Ide o striedanie hrubých až drobných brekcií, ojedinele aj s vložkami hrubých pieskovcov. Fragменты sú angulárne až subangulárne, tvorené celistvými aj pórovitými andezitmi tmavej, respektíve svetlosivej farby. Maximálna veľkosť fragmentov hrubých brekcií je až 80 cm, priemerná veľkosť okolo 10 cm, zastúpenie fragmentov sa pohybuje od 40 do 60 %. V prípade drobných brekcií fragmenty nepresahujú 10 cm a ich priemerná veľkosť je 1 – 2 cm. Matrix brekcií je netriedený, hrubo piesčitý, ojedinele s drobnou pemzou.

Epiklastické vulkanické brekcie s polohami pieskovcov. – S narastajúcou vzdialenosťou od centra v oblasti Skleného prevládajú drobné brekcie a výraznejšie sú zastúpené vložky vytriedených, stredno- až hrubozrnných pieskovcov, niekedy s drobnými úlomkami andezitov do 1 – 2 cm. V tomto smere pozorujeme aj mierny nárast opracovania fragmentov. Prevažne drobné brekcie s polohami pieskovcov predstavujú uloženiny distálnejších častí proluviálnych kužeľov.

NEOGÉNNE SEDIMENTY

Lelovské súvrstvie

Lelovské súvrstvie reprezentujú štrky, piesky a íly (Šimon et al., 1997). Sedimenty lelovského súvrstvia predstavujú najmladší člen neogénnej výplne Hornonitrianskej kotliny, ktorý leží diskordantne na rôznych súvrstviach. Súvrstvie tvoria ílovito-piesčité sedimenty s polohami štrkov a zlepencov. V severnej časti kotliny sedimenty lelovského súvrstvia ležia diskordantne v nadloží predterciálnych hornín a paleogénu. Súvrstvie má pestrý faciálny vývoj, zložením zodpovedajúci geologickej stavbe okrajov kotliny, ktoré poskytli materiál. V severnej časti Hornonitrianskej kotliny je lelovské súvrstvie zväčša zakryté kvartérnymi sedimentmi. Zo zrnitostných analýz tejto časti územia vyplýva, že zastúpené sú najmä silty a íly, menej piesky. Íly spolu s pieskami a štrkami tvoria významnú zložku súvrstvia. Ide o pestro sfarbené (sivé, sivozelené, biele, sivobiele, žltohnedé, okrovohnedé a sivo škvrnité) vápnené, za mokra plastické íly a prachy so šmuhami a polohami pieskov a štrkopieskov, ktoré sa vo vertikálnom aj horizontálnom smere nepravidelne striedajú. Súvrstvie je prakticky faunisticky sterilné. Sedimenty lelovského súvrstvia na študovanom území vznikli v ponte sedimentáciou v jazernom a riečnom prostredí (fluviálno-jazerné sedimenty). Hrúbka súvrstvia nie je celkom jasne stanovená. Podľa dostupných údajov je možné predpokladať hrúbku do 200 m.

KVARTÉRNE SEDIMENTY

Kvartérne sedimenty nachádzajúce sa na študovanom území zastupujú najmä deluviálne, proluviálne a fluviálne sedimenty.

Podľa Poláka (1997) sa formy kvartérneho pokryvu v danom regióne líšia podľa jeho príslušnosti do povodia Nítry alebo Turca. Deštrukcia starších povrchov zarovnaní je na nitrianskej strane oveľa výraznejšia, preto tu nachádzame produkty povrchového zvetrávania bez možnosti ich bližšieho vekového začlenenia. V časti spadajúcej do povodia Turca v dôsledku jej osobitného geomorfologického vývoja sa výraznejšie zachovali staré povrchy zarovnaní, najmä na J a JZ od Tlsthého vrchu vo výške okolo 700 m n. m., ako aj v hornej a strednej časti niektorých tokov (Rudniansky potok, Lúčky, Briešťanka, Sokol).

Eluviálne a deluviálne sedimenty

Väčšinu deluviálnych plášťov tvoria polygenetické svahové hliny (hlinitý a hlinito-kamenitý materiál s balvanmi a blokmi hornín), sporadicky piesčité hliny alebo kamenité svahové sutiny a blokoviská (na úpäti z. svahov pohoria a sz. od Skleného). Hrúbka plášťov delúvií sa pohybuje od 4 do 6 m, maximálne do 12 m (Šimon et al., 1997). Polygenetické deluviálne hliny budujú svahy a úpätia svahov.

Predpokladá sa celkovo vyššia hrúbka v zóne zvetrávania a elúvií, najmä v oblasti výskytu dolomitov v dôsledku ich silného porušenia a intenzívneho rozpadu a tiež na granodioritoch, kde je niekedy ťažké odlíšiť delúviá od porušeného podkladu. Charakter delúvií závisí od horninového podkladu. Na granodioritoch, kremencoch a kremitých pieskovočoch lúžňanských vrstiev prevládajú kremité piesky s úlomkami hornín a s rôznym stupňom zahĺnenia. Na bridliciach verfénu a keuperu sú ílovito-piesčité hliny, na stredotriasových dolomitoch sú dolomitické piesky až prachovce, lokálne čiastočne zahĺnené, na vápencoch triasu a jury sú hlinito-kamenité delúviá. Na strmších svahoch dolín sa nahromadili kamenité sutiny a osypy. Na granitoidoch sa zachovali zvyšky kôry zvetrávania s kaolinitom.

Pomerne hrubý pokryv kvartérnych eluviálnych sedimentov je možné nájsť aj na hrebeni kryštáliku. Vrt RAO-4 v centrálnej časti pohoria (lokalita Štyri chotáre, 757 m n. m.) zdokumentoval 4 m kvartérnych sedimentov. V danej oblasti tvorila pokryv do hĺbky 3 m hlinito-piesčitá sutina s úlomkami zvetraných granitov (do veľkosti 7 cm), pod ktorými sa nachádzala 1 m hrubá vrstva piesčitej sutiny (kaolinizovaný zvetraný granit).

Zosuvné sedimenty tvorí najmä hlinitý a hlinito-kamenitý materiál s balvanmi a blokmi hornín. Sú vyvinuté najmä v južnej časti skúmaného územia v okolí Bralovej skaly a j. od lyžiarskeho strediska Remata.

Proluviálne sedimenty

Proluviálne sedimenty tvoria najmä proluviálne hlinité štrky, miestami s úlomkami hornín (náplavový kužel), a splachové (ronové) a piesčité hliny, miestami s úlomkami hornín.

Náplavové kužele budujú zahĺnené, miestami zvetrané piesčité štrky a piesčité štrky a piesky. Väčší rozsah majú náplavové kužele väčších potokov tvorené hlinitými, viac vytriedenými štrkami s dlhším transportom. Tvorí veľa náplavov. Môžu dosahovať hrúbku do 2 až 5 m.

Fluviálne sedimenty

Nivy horských potokov budujú fluviálne nívne hliny, piesčité hliny, niekedy štrkovité alebo hlinito-štrkovité nívne sedimenty. Riečne nivy väčších prítokov Nitry tvoria 2 – 5,5 m hrubé súvrstvia (Šimon et al., 1997).

Podľa Poláka (1997) za fluviálne sedimenty možno označiť iba malé a plytké proluviálne kužele pri vyústení potokov do depresných úsekov dolín a pri vstupe do Turčianskej kotliny. Na jej okraji sú zachované aj zvyšky vysokých terás Turca medzi Slovenským Pravnom a Rudnom. Pri Slovenskom Pravne je to poloha fluviálno-proluviálnych štrkov patriacich pravdepodobne do günzu a reziduálne štrky v malých ostrovčekoch od Rudna po Trhanovú, ktoré sú zaradené do mindelu.

Z fluviálnych foriem sa v skúmanom území výraznejšie prejavujú náplavy Vyšehradného potoka v jeho dolnej časti v dĺžke asi 1 km, kde vytvárajú pruh nívnych sedimentov široký do 200 m. Dnovú výplň tvoria hrubozrnné zahĺnené štrky a piesky v premenlivej hrúbke, 2 – 4 m.

Dnová výplň poriečnej nivy rieky Nitry má v priemere hrúbku 4 – 4,5 m. Bázu buduje hrubozrnný štrk, ktorý prechádza do drobnejších piesčitých štrkov prekrytých polohou piesčitých hĺn s hrúbkou 0,2 – 1 m. Zriedkavo sa vyskytujú aj antropogénne sedimenty, navážky a haldy.

2.4.3. Geologicko-tektonická stavba územia

Pohorie Žiar patrí k jadrovým pohoriam centrálnych Západných Karpát. Je to popaleogénna hrasť s.-j. smeru, lemovaná prepadlinami – Hornonitrianskou a Turčianskou kotlinou, vyplnenými sedimentmi terciéru a kvartéru.

Hrasť nepravidelného trojuholníkovitého tvaru je ohraničená okrajovými zlomami. K výzdvihu pohoria, resp. poklesu kotlin v jeho bezprostrednom okolí došlo vo vrchnom bádene až sarmate. Predpokladá sa, že viac-menej vertikálne pohyby (šikmé poklesy) po okrajových zlomoch pokračovali ešte aj počas atickej fázy vrásnenia, keď sa osamostatnila turčianska a hornonitrianska depresia a ďalšie výrazné vnútrohorské depresie.

Žiar zo z. a jz. strany, t. j. oproti terciérnej výplni Hornonitrianskej kotliny, ohraničuje tzv. pravnianska poklesová tektonická línia (Gašparik, 1974) smeru SZ – JV so sklonom 60 – 80° na JZ až Z.

Obdobné ohraničenie pohoria je aj z jeho sv. a východnej strany (tzv. žiarska línia). Obidva tektonické systémy lemujúce pohorie na juhovýchode splývajú a prechádzajú do výraznej vulkanicko-tektonickej kunešovsko-tisoveckej línie (Konečný, Lexa a Šefara, 1978). Hrasťovo-prepadlinový vývoj stavby územia Nemčok a Lexa (1988) spájajú s extenznými pohybmi, zapríčinenými diapirickým výzdvihom v plášti, pri ktorom zohrali svoju úlohu aj transformné zlomy vyvolané vývojom karpatského oblúka. Vlastný okraj masívu smerom do okolitých kotlín stupňovite poklesáva systémom okrajových „odtrhnutých“ blokov. Výrazné tektonické ohraničenie je okrem produktov denudácie pohoria – úpätných proluviálnych a sutinových sedimentov – miestami transgresívne prekryté treťohornou výplňou kotlín a inými kvartérnymi sedimentmi.

Hrasť Žiaru rozdeľujú priečne zlomy jz.-sv. smeru na množstvo blokov. Tie sú pokračovaním tektonických línií zistených v Hornonitrianskej a Turčianskej kotline a prejavujú sa najmä morfológicky, ale aj výverom prameňov. Sú sklonené väčšinou na JV, niektoré na SZ. Po segmentovaní hrasti nastali nielen vertikálne pohyby, ale väčšinou aj horizontálne ľavostranné posuny. Jednotlivé bloky v závislosti od ich pozície (výstup alebo pokles) boli denudované na rôznu erozívnu úroveň, a tak sa odlišujú svojím litologickým zložením. Najvyššie vystupujúca stredná časť pohoria bola denudovaná až na úroveň hlbších častí granitového masívu, pre ktorú je charakteristická monotónnosť facií a hruboporfýrický vývoj. Blok vystupujúci nad Brezami a prechádzajúci k Budišu budujú hrubozrnné variety granitoidov, bežne považované za vyššiu etáž masívu. Len v hlboko poklesnutom bloku v najjužnejšej časti pohoria sv. od Ráztočna sa zachovali horniny metamorfovaného plášťa, resp. jeho hybridnej zóny obsahujúcej množstvo enkláv.

V centrálnej a južnej časti masívu sa zistili aj zlomy s.-j. smeru. Najmladší je zlomový systém z.-v., prípadne zsz.-vjv. smeru so sklonom 60 – 65° na juh. Výrazný systém zsz.-vjv. smeru sa tiahne údolím Hája (Bieleho potoka), prechádzajúc hlavným hrebeňom v oblasti Chrenovských lazov a smeruje až do oblasti severne od Malej Čausy.

Stavba pohoria je zreteľne príkrovová. Najspodnejšia jednotka je podľa Matějku a Andrusova (1931) označená tatrikum. Je budovaná horninami kryštalinika s prevládajúcimi granitoidmi viacerých typov. Metamorfované horniny sa nachádzajú len v najjužnejšom bloku sv. od Ráztočna, resp. z. od Skleného.

Výskyt jednotlivých variet hornín kryštalinika bol podmienený segmentovaním hrasti Žiaru na niekoľko blokov, ktorých pozícia vzhľadom na výzdvihové, resp. poklesové pohyby nie je rovnaká. Značné odkrytie kryštalického sokla pohoria Žiar je dôsledkom kombinácie hercýnskych a alpínskych tektonických procesov. Pôvodne tieto granitoidy vznikli počas kolízneho štádia hercýnskeho orogénu v strednej kôre, následne intrudovali do vyšších partií kôry, kde sa umiestnili do metasedimentárnych hornín – dnešných biotitických rúl. Finálne umiestnenie a vykryštalizovanie sa udialo v hĺbke 12 – 16 km pred zhruba 340 mil. rokov. V záverečných fázach hercýnskeho orogénu nastal kolaps tektonicky zhrubnutej kôry, pri ktorom bol tento plutón rapídne rýchlo „odstrešený“ – zbavený svojho nadložía v dôsledku aktívnej extenznej tektoniky, zvýraznenej tvorbou normálnych poklesových zlomov a výraznou hercýnskou molasou. Takáto rapídna exhumácia (himalájskeho typu) spôsobila, že spodnotriasové kvarcity sedimentovali priamo na granitoidný plutón obnažený v rôznych úrovniach. Počas paleoalpínskeho obdobia bol tento plutón opätovne pochovaný mezozoickými sedimentmi obalovej sukcesie tatrika, ako aj príkrovmi tatrika a hronika, prípadne aj sedimentmi spodného paleogénu až paleocénu. Od stredného paleogénu až eocénu, zhruba 52 – 46 mil. rokov (Kráľ in Kováč et al., 1994), má žiarsky masív (ako jeden z prvých masívov kryštalického podkladu v Západných Karpatoch) opätovné tendencie stúpať. Takýto stav s prípadnými prestávkami a rôznou intenzitou v globále pretrváva do súčasnosti, aj keď dnes je tento výzdvih iba latentný.

Ďalej je tatrikum zastúpené sedimentárnym sledom mezozoika: ráztočnianskou sériou (Maheľ, 1959) na juhu (jej styk s kryštalinikom je tektonizovaný) a žiarskou sériou (Maheľ, 1957) na severe.

Vyššia tektonická jednotka je podľa Andrusova et al. (1973) označená tatrikum. Zastupuje ju príkrovové teleso, všeobecne považované za krížňanský príkrov, resp. sústava nepomenovaných príkrovov (Havrila in Rakús et al., 1984, 1989, 1993) tvorená zliechovskou sukcesiou.

Najvyššia tektonická jednotka je podľa Andrusova et al. (1973) označená hronikum. Tvorí ju príkrovová sústava pochádzajúca z rozhrania považského a necpalského príkrovu so zastúpením sukcesie (mojtínsko-harmaneckej) karbonátovej plošiny a sukcesie (ráztočnianskeho) bazénu.

Tektonika kryštalinika

Hercýnska stavba. – Pretože podobne ako vo väčšine jadrových pohorí, aj v Žiari chýba presná stratifikácia kryštalických horninových komplexov a geotektonických udalostí v kryštaliniku, predalpínsky vývoj je len hypotetický – vytvorený na základe analógie s inými jadrovými pohoriami, kde sú tieto komplexy datované. K panafrickému? (kadómskemu) až kaledónskemu orogenetickému cyklu môžeme počítať sedimentáciu a prvú metamorfózu vulkanicko-sedimentárneho komplexu metamorfovaných hornín. Podobne nemôžeme vylúčiť v tomto období ani vznik magmatických hornín, ktoré však boli počas kolízneho štádia hercýnskeho orogénu kompletne remagmatizované. Tým sa „zotrel“ ich primárny charakter a z dnešného pohľadu sa nám javia tieto horniny ako hercýnske. Podobne je to aj s metamorfózou, pričom však skutočnou novotou je len lokálna hercýnska kontaktná a periplutonická metamorfóza spôsobená novou anatektickou taveninou. Iný model však uvažuje len o devónskej sedimentácii pelitického materiálu a následnej karbónskej barrowskej metamorfóze, zakončenej prienikom granitoidov v karbóne. Dnes vieme spoľahlivo datovať hercýnsky orogén na základe datovania vychladnutia muskovitu granitoidných hornín v pohorí Žiar: $t = 338,1 \pm 1,7$ mil. r. (pozri litologickú charakteristiku). Počas vrcholného štádia hercýnskeho kolízneho orogénu sa vytavili granitoidné horniny a následne sa umiestnili do vyšších partií kôry. Podobne ako vo viacerých jadrových pohoríach, aj v žiarskom masíve tvoria normálne zonálny plutón. Pôvod granitoidnej magmy spájame s anatexiou zmiešaného kôrového materiálu, pričom uvedený proces postihol už primárne peraluminózny materiál. Zároveň je možné predpokladať zmiešaný I-S charakter granitoidov s prevahou kôrovej zložky. Podľa geotektonickej klasifikácie ich môžeme priradiť k neskoro- až postkolíznym granitoidom.

Granitoidný masív bol v období permu intenzívne erodovaný v dôsledku vznievania tektonických pohybov, ako aj intenzívneho zvetrávania a denudácie. Predmezozoický erozívny zrez nebol rovnomerný, keďže v severnej časti sedimentovali spodnotriasové sedimenty na viac obnažený granitoidný masív „bez pokryvu“ metamorfovaného kryštalického plášťa, ako je to v južnej časti v oblasti Skleného.

Za hercýnske, resp. predalpínske štruktúrne prvky môžeme pokladať metamorfnú foliáciu v biotických rulách s generálnym sklonom na S až SV ($350 - 50/35 - 50^\circ$). Nie je vylúčené, že časť zlomových štruktúr sv.-jz. smeru vzhľadom na tvar plutónu má svoj základ v protomagmatických priečných puklinách vzniknutých pri chladnutí plutónu. V alpínskom orogéne boli následne využívané tieto oslabené zóny na tvorbu zlomových štruktúr.

Paleoalpínska stavba. – Po sedimentácii tatrídnej (obalovej) sukcesie v tatríckom priestore v dôsledku skrátenia sa pred senónom v období turónu (asi 90 mil. r.) sedimentárna výplň fatického bazénu nasunula na tatrídnu oblasť. Následne na to sa nasunulo aj hronikum. Prejavy starších fáz vrásnenia (falcká až mladokimerská) sa v paleoalpínskych jednotkách Západných Karpát spájajú len s germanotypným postihnutím. Po násune príkrovov v senóne sa stala oblasť Žiaru, podobne ako väčšina územia Západných Karpát, pevninskou „súšou“. Laramská fáza alpínskeho orogénu sa spája s výzdvihom celého územia, čím sa urýchlila denudácia a zvetrávanie aj v oblasti Žiaru. Už v tomto období sa museli začať formovať okrajové zlomy pohoria Žiar, ako sú pravnianska tektonická línia na západe a žiarska línia na východe v zmysle Gašparika (1974), hoci autor im pripisuje funkciu počas neogénu. Náš predpoklad vychádza z interpretácie F-T údajov zo skúmania apatitu (Král in Kováč et al., 1994) a nálezu obliakov granitoidov v borovskom súvrství pri Ráztočne (Gross in Šimon et al., 1997). Výsledky F-T zo štúdia apatitov z pohoria Žiar ($52 \pm 7 - 46 \pm 5$ mil. r.) interpretuje Dr. Král ako vychladnutie granitoidných hornín (z ktorých pochádzali analyzované apatity) pod izográdu 100°C v hĺbke okolo 5 000 m pri priemernom geotermálnom gradiente $20^\circ\text{C}/\text{km}$. Keď tento vekový údaj porovnáme s údajmi z výskytu granitoidných obliakov v borovskom súvrství, ktorého vek bol určený na lutét – priabón, resp. bartón (tomu by zodpovedal vek 37 mil. r.), potom by sme mali zaznamenaný výzdvih 5 km za 10 mil. r. s priemerným výzdvihom 0,5 mm za rok. Je otázne, či tieto granitoidné obliaky pochádzajú priamo zo Žiaru. Zaujímavá je však asociácia úlomkov, pretože okrem spomenutých dobre opracovaných obliakov granitoidov tu dominuje pestré spoločenstvo nedokonale opracovaných úlomkov karbonatických hornín, vyskytujú sa tu aj úlomky permských melafýrov, ako aj triasových kvarcítov. Toto naznačuje členitý erozívny zrez v eocéne tejto oblasti, respektíve poukazuje na existenciu kaňonu drénujúceho širšie územie v oblasti Žiaru.

O formovaní priečnej hrasti Žiaru počas neogénneho obdobia niet pochýb. Okrem výrazných okrajových zlomov sz.-jv. smeru (žiarska a pravnianska tektonická línia) sú tu dominantné priečne zlomové línie sv.-jz. smeru (resp. ssv.-jjz.), viackrát overené v Hornonitrianskej kotline banskými dielami (Čechovič, 1959; Gašparik, 1974; Rakús et al., 1984; Hók et al., 1995, 1998; Šimon et al., 1997). Zo zlomov tohto smeru sú výrazné poleriecky zlom na východnom okraji, prechádzajúci na západe do Hornonitrianskej kotliny ako breziarsky zlom, necpalský zlom v strednej časti pohoria a lipnický zlom na juhu. Dôležitú úlohu pri vykľutí a formovaní hrasti však zohrávali aj radiálne zlomy sv.-jz. smeru, priamo späté s tvorbou vulkanického aparátu Vtáčnika v období pred 15 – 12 mil. r. Dominantným zlomom tohto systému s výrazným „offsetom“ je zlom Podhoreň v strednej časti pohoria medzi Požehmi a Malou Čausou, v južnej časti má obdobný charakter zlom Talenie. Doformovanie hrasti prebiehalo v pliocéne.

Alpínske segmentovanie plutónu a jeho exhumácia spôsobili, že plutón bol extrémne erodovaný, pričom v centrálnej časti boli obnažené až hrubozrnné porfýrické granitoidy. Takýto typ granitoidov predstavuje v hypotetickom reze normálne zonálnych hercýnskych masívov jadrových pohorí Západných Karpát spodnú etáž. Tieto granitoidy kryštalizovali v relatívne pokojnom prostredí z diferencovanej magmatickej taveniny počas dlhého obdobia, čím porfýrické výrastlice K živca mohli narásť do veľkosti 5 – 7 cm v relatívne izotropnom prostredí, no bez znakov anizotropnej stavby a postihnutia. V normálne zonálnych plutónoch (napr. Veľká Fatra) menej diferencované, a najmä neporfýrické strednozrnné tonality a granodiority tvoria okrajové partie plutónov. V porovnaní s inými jadrovými pohoriami (Tatry, Veľká Fatra) tu bolo erodovaných zhruba 2 – 2,3 km granitoidného plutónu, pričom 0,8 až 1 km masívu v jeho centrálnej časti bol erodovaný od oligocénu po pliocén pri pomalom výzdvihu, 0,05 až 0,01 mm/rok. Je však zaujímavé, že obnaženie granitoidného masívu nie je rovnomerné, ale odráža blokovitú masívu, ako aj rôzne poklesové a výzdvihové tendencie v rámci celého masívu. Najvyššie partie „v hypotetickom reze granitoidného plutónu“ budované biotitickými pararulami a hybridnými granitmi sa nachádzajú na juhu v oblasti Horeňova a na severe v oblasti Rudna. V týchto oblastiach sa dnes nachádzajú najvyššie vrcholy pohoria Žiar Horeňovo (892 m n. m.) a Vyšehrad (830 m n. m.). Najnižšie polohy „v hypotetickom reze granitoidného plutónu“ v rámci súčasného erozívneho zrezu budované hrubozrnnými, nevýrazne porfýrickými granitmi až granodioritmi sa nachádzajú v centrálnej časti masívu, kde nivelačná úroveň dosahuje výšky 550 – 730 m n. m. Táto situácia evokuje viacnásobné inverzné tektonické postihnutie tohto územia, kde sa striedali výzdvihové a poklesové tendencie jednotlivých blokov.

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

Skúmané územie je najmä horskou oblasťou, a preto vplyv človeka na hydrogeologické a hydrogeochemické pomery sa prejavuje v dôsledku odlesňovania. Hoci je ťažba dreva regulovaná, v niektorých častiach je pomerne intenzívna. Pri intenzívnych zrážkach nenastáva na odlesnených plochách ich interceptia, čo vedie k rýchlemu odtoku zrážkovej vody po povrchu terénu s intenzívnejšou eróziou pôdneho krytu.

Z poľnohospodárskych aktivít je rozvinuté najmä pasienkarstvo a v Hornonitrianskej kotline miestami živočíšna výroba a pestovanie poľnohospodárskych plodín. Zatiaľ najvýraznejšie zdroje potenciálneho znečistenia podzemnej vody predstavuje ustajnenie hovädzieho dobytku a oviec napríklad na salaši pod Vyšehradom. Počas hydrogeologického mapovania zaznamenal Polák (1997) výtok odpadu zo salaša, ktorý tiekol úvalinou gutensteinských vápencov a dolomitov tatrika. Poukázal aj na nevhodné ustajnenie hovädzieho dobytku na dolomitoch infiltračnej oblasti prameňa Vyšehradné.

V území budovanom stredno- a vrchnotriasovými karbonátmi sú početné lomy, kde sa ťažil (a na mnohých miestach ešte stále ťaží) dolomit a dolomitová múčka. Počas hydrogeologického mapovania sme zaznamenali lomy na ceste z Kľačna do Predvrčicka a opustený lom bezprostredne nad prameniskom v Solke. Najväčší lom v skúmanom území vystupuje v južnej časti pri ceste na Rematu, kde sa ťažia dolomity (ramsauské a hlavné dolomity hronika). Na plochom hrebene neďaleko lesnej cesty medzi Skelným a Rematou sú zemníky na dolomitovú múčku, ešte stále občasne využívané ľuďmi z priľahlého okolia. Opustený lom je možné nájsť aj v dioritových porfýroch v Chotárnej doline.

V skúmanom území sa nachádza aj niekoľko chatových oblastí, ktoré môžu byť potenciálnym zdrojom znečistenia podzemnej vody zo septikov. Potešujúcim faktom však je, že počas mapovania sme nezaznamenali divoké skládky v lesoch (s výnimkou pneumatík z lesných traktorov v niektorých potokoch), ako to býva smutným zvykom na niektorých lokalitách. Riadenú skládku netriedeného komunálneho odpadu sme zaznamenali v opustenom lome na dolomit (ramsaušké dolomity fatrika) s. od Nitrianskeho Pravna na lokalite Šibenica. Na tejto lokalite bola predtým divoká skládka, ktorá bola prekrytá zeminou a dolomitovou drvinou (Polák, 1997). Sládka sa stále dopĺňa načierno mimo betónovej vane riadenej skládky, čo nepriaznivo ovplyvňuje využitie podzemnej vody z tejto lokality (hydrogeologická štruktúra medzi Nitrianskym Pravnom a Brieštím).

V južnej časti skúmaného územia je obeh podzemnej vody ovplyvnený Bralským tunelom (medzi Sklenným a Rematou, v literatúre spomínaný aj ako tunel Remata). Pri prerázaní tunela boli narazené veľké prítoky podzemnej vody na styku andezitov s bridlicami paleogénu. Hoci portál a časť tunelovej rúry, z ktorej táto voda vystupuje, je v karbonátoch chočského príkrovu, podzemná voda sa formuje v neovulkanitoch Kremnických vrchov (Záruba a Mencl, 1954, in Franko et al., 1997). Prameň sa v minulosti využíval na zásobovanie obyvateľstva. V súčasnosti sa voda z tunela odvádza asi 100 m nižšie do potoka a podľa informácií zo SVS, a. s., Prievidza pre problémy s ochranou kvality vodného zdroja v tunelovej rúre sa zdroj nevyužíva. Výdatnosť sa podľa Franka (Franko et al., 1997) pohybuje v intervale $19,9 - 45,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Počas mapovania sme zaznamenali výdatnosť $40,56 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a $41,73 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (prietok meraný pri križovatke oproti lyžiarskym vlekom, zahŕňa aj výdatnosť 3 prameňov, t. j. asi $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$).

Hydrogeologické pomery územia ovplyvňuje aj zachytenie prameňov podzemnej vody v horských oblastiach, ako aj čerpanie podzemnej vody z vrtov (napr. Solka). Odoberané množstvo sa eviduje v *Štátnej vodohospodárskej bilancii* podľa hydrogeologických rajónov a údaje zo skúmaného územia sú uvedené v kapitole 7. Okrem týchto odberov sa v skúmanej oblasti realizujú aj menšie odbery, najmä v chatových oblastiach.

3. HYDROGEOLOGICKÁ A HYDROGEOCHEMICKÁ PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA

3.1. SÚČASNÝ STAV HYDROGEOLOGICKEJ A HYDROGEOCHEMICKEJ PRESKÚMANOSTI ÚZEMIA

Hydrogeologickú činnosť možno rozdeliť na práce regionálneho a lokálneho významu. Cieľom regionálne zameraných prác boli výskumné práce (najmä Franko, Kullman et al., 1993; Kullman et al., 1978), ako aj prieskumné práce na zabezpečenie zdrojov podzemnej vody. Lokálne práce sú zamerané na blízke okolie konkrétneho spotrebiteľa, resp. na zabezpečenie zdrojov minerálnej vody na okraji skúmaného územia. Za najstaršie údaje o podzemnej vode možno považovať práce o výskyte výdatných prameňov v Jasenove a Polerieke, ktoré uvádza vo svojich notíciách z r. 1728 Matej Bel (in Polák, 1997). Opisuje aj blízky výver kyselky v Budiši a pri Slovenskom Pravne.

Väčšia pozornosť podzemnej vode sa začala venovať v 60. rokoch 20. storočia v súvislosti so zásobovaním obyvateľstva pitnou vodou. Prvé súhrnné hydrogeologické hodnotenie nachádzame v hydrogeologickej časti vysvetliviek ku geologickej mape 1 : 200 000 (Kullman in Mahel' et al., 1963).

Všeobecne problematike podzemného odtoku kryštalinika Západných Karpát sa venoval Dovina (1979, 1989). Merný odtok podzemnej vody v granitoidoch (kryštalinických komplexoch), hodnotený analogicky s prihliadnutím na dané hydrogeologické podmienky, odhadol na $1 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a minimálny merný odtok na $1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Syntéza hydrogeologických podkladov o regióne Žiar bola obsiahnutá v r. 1978 na hydrogeologickej mape 1 : 200 000, list Banská Bystrica, ktorú s kolektívom riešiteľov spracoval Kullman (1978). Granitoidné horniny kryštalinika charakterizuje ako nízko zvodnené, s plytkým obehom. V mezozoiku vyčlenil 3 hydrogeologicky významné oblasti:

1. Vápencovo-dolomitický komplex triasu krížňanského príkrovu západne od spojnice Ondrašová – Slovenské Pravno. – Tento komplex vrátane časti karbonátov obalu má rozlohu zhruba $4,8 \text{ km}^2$. Autor na základe analógie s inými oblasťami odhaduje priemerný celkový odtok podzemnej vody na približne $50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Na základe porovnania s výdatnosťou prameňa v Polerieke ($65,5 - 75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$; je situovaný na presunovej línii medzi krížňanskou a obalovou jednotkou) konštatuje, že podstatná časť krasovej vody tohto komplexu je sústredená do tohto prameňa.

2. Vápencovo-dolomitický komplex triasu krížňanského príkrovu sv. od Vyšehradného. – Je pokračovaním oblasti 1 na JZ s rozlohou karbonátov zhruba 6 km^2 . Odvodňuje sa pri Vyšehradnom, s malým predpokladom vstupu krasovej vody do iných súvrství. Predpokladané množstvo cirkulujúcej vody v komplexe je $11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, čo predstavuje asi $65 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Voda vystupuje vo Vyšehradnom v zachytenom prameni s výdatnosťou $30,2 - 133 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Autor predpokladá sústredenie podstatnej časti cirkulujúcej vody v tomto prameni.

3. Vápencovo-dolomitický komplex triasu chočského príkrovu v. od Ráztočna. – Zaberá rozlohu zhruba $8,4 \text{ km}^2$. Na základe analógie autor predpokladá priemerný merný odtok podzemnej vody $7 - 8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, čo predstavuje asi $60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ krasovej vody. Na základe vtedajších poznatkov vyvíera z karbonatického komplexu jeden významnejší prameň pri Jalovci s výdatnosťou $11,7 - 16,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ktorý vystupuje v paleogéne, ale pôvod má v mezozoiku.

Možnosťou skrytých prestupov podzemnej vody z okrajových pohorí do Prievidszkej kotliny sa zaoberali vo svojej práci Bubeník et al. (1976). Hodnoty merného odtoku vypočítavali z meraní v obdobiach s nízkym prietokom a blížia sa k hodnotám minimálneho merného odtoku, resp. predstavujú hodnotu priemerného podzemného merného odtoku. V povodiach budovaných prevažne granitoidnými horninami stanovili hodnotu merného odtoku $3,0 - 4,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Obzvlášť nízka hodnota ($1,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, povodie budované prevažne hrubozrnnými porfýrickými granitoidmi) sa zistila v kryštaliniku Žiaru v Rysnej doline. V povodiach budovaných metamorfovanými horninami boli hodnoty merného odtoku

ku $1,9 - 2,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Jednorazové meranie prietoku na Vyšehradnom potoku pod Solkou (obec pričlenená k Nitrianskemu Pravnu) poukazuje na pomerne priaznivé hydrogeologické pomery vápencovo-dolomitických komplexov triasu ($5,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Na základe meraní autor konštatuje, že dopĺňanie zásob podzemnej vody v Hornonitrianskej kotline sa deje na základe infiltrácie zrážok do neogénnych sedimentov, infiltráciou z vodných tokov a skrytým prestupom z okrajových horninových komplexov. Úsekové merania prietoku vykazujú straty na prietoku povrchových tokov po vstupe do kotliny alebo len nepatrné prírastky vzhľadom na priliehajúcu plochu povodia.

Niektoré hlavné vývery podzemnej vody nachádzajúce sa v mezozoických karbonátoch sa pred ich zachytením režimovo pozorovali. Bol to prameň Vyšehradné v r. 1951 – 1957 a prameň Jazero v Polerieke v r. 1961 – 1965. Podrobnejšie hydrogeologické hodnotenie sa nerobilo. Obdobne je to aj v prípade zachytených prameňov Sokol a Trstenec nad Poleriekou a prameň v Slovenskom Pravne.

V období zachytávania uvedených prameňov sa začalo uvažovať aj o využití vodného zdroja nad Solkou v mieste plošného pramenného výveru. Technické práce na jeho sústredené zachytenie vrtmi vyhodnotil v r. 1970 Tužinský, v r. 1973 Bátory, v r. 1988 Lauko (HSA – 1A, filtračná časť umiestnená v intervale 30 – 70,5 m; pôvodná hladina +0,2 m n. t. – preliv, pri znížení o 28 m čerpané množstvo $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a v r. 1990 opäť Lauko. Pre technické problémy pri hĺbení vrtov v silno porušených dolomitoch pod vysokým pórovým tlakom podzemnej vody boli definitívne záchytné objekty vybudované v r. 1973 a 1988.

V roku 1973 sa skončil vyhladávací hydrogeologický prieskum Turčianskej kotliny (Bujalka et al., 1973). Záverečná správa podáva aj informácie o priľahlých územiach. Overili sa tu veľké prestupy podzemnej vody z mezozoika Malej Fatry a chočského príkrovu oblasti Sokola a Studenca do bazálnych karbonátových štrkov, pieskov a konglomerátov slovianskych vrstiev pri Slovanoch a Kláštore pod Znievom. Tieto vrstvy sa v oblasti Polerieky a južnejšie už nevyskytujú a prestup podzemnej vody z hydrogeologického rajónu M 064 do kotliny je menej pravdepodobný.

Súčasne s prieskumom v kotline sa skončil aj hydrogeologický výskum mezozoika Malej a Veľkej Fatry (Kullman, 1973). V južnej časti mezozoika Malej Fatry v oblasti Kláštora pod Znievom Kullman vyslovil predpoklad o prestupe podzemnej vody do kotliny na základe vykonaného bilančného hodnotenia.

Hydrogeologický prieskum v Budiši zhodnotil v r. 1964 Malý a v r. 1978 Klago. Okrem údajov o minerálnej vode poskytujú tieto práce (vrty, čerpanie a prelivové skúšky) aj informácie o výskyte obyčajnej vody a o priepustnosti neogénnych sedimentov a delúvií na granitoch.

Prehľadné hydrogeologické hodnotenie skúmaného rajónu obsahujú aj *Vysvetlivky k vodohospodársko-hydrogeologickej mape* vypracovanej v r. 1976 v rámci smerného vodohospodárskeho plánu (Bujalka et al., 1976 – povodie Váhu; Porubský et al., 1976 – povodie Nitry).

Ďalší prehľad o podzemnej vode kryštalinika a mezozoika Žiaru nachádzame v správe Hanzela a Kullmana et al. (1984) v rámci celkového hodnotenia podzemnej vody Slovenska. Poukazuje tu na vysoký podiel odvodňovania hydrogeologickej štruktúry krížňanského príkrovu prameňmi v porovnaní s jeho rozlohou. K mezozoiku Žiaru orograficky patrí aj štruktúra chočského príkrovu v oblasti Studenca a Sokola, hydrogeologicky sa však začleňuje k mezozoiku južnej časti Lúčanskej Malej Fatry kvôli jej hydrogeologickej súvislosti s karbonátmi krížňanského príkrovu. Toto začlenenie, ktoré vyjadruje aj hydrogeologická rajonizácia z r. 1982 (Šuba et al., 1982), sa vykonalo na základe výsledkov výskumných prác Kullmana (1973).

Prehľad o hydrogeologickej preskúmanosti mezozoických štruktúr podáva práca Ftorckovej a Golisovej (1990). Cieľom práce bolo vymedziť prognózne územia kvalitnej pitnej vody v okrese Martin. V hydrogeologickom rajóne M 032 je najvýznamnejšia štruktúra Znievu. Na základe meraní na merných objektoch na toku Vríce z roku 1986 (nie je známe, či ich vlastných) poukazujú na stratu $245 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pred vstupom do kotliny (na zhruba 200 m úseku na styku s neogénom Turčianskej kotliny). Štruktúru Znievu tvorí vápencovo-dolomitický komplex strážovského a krížňanského príkrovu medzi Predvríckom, Kláštrom pod Znievom, Ondrašovou a Kamennou dolinou (v povodí Nitry). Na základe analógie so susednými povodiami sa počítalo s infiltráciou asi $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Sumárne to predstavuje asi $110 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemného odtoku z celkovej rozlohy štruktúry. Z celkového zdokumentovaného množstva 24,0 až $60,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ sa v tom čase nevyužívala podstatná časť množstva $12,7 - 46,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V štruktúrach rajónu M 064 autori konštatujú, že všetky výdatnejšie pramene sú zachytené a využívajú sa, napr. Jazero v Polerieke $-43,3 - 74,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a prameň Vyšehrad vo Vyšehradnom $133,0 - 33,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hydrogeologický prieskum v lokalite Jasenovo (Šopiniec, 1988) mal za cieľ overiť a zachytiť na vo-dohospodárske využitie podzemnú vodu, ktorá vystupuje v pramenisku Teplica na sv. okraji obce. Vrtom do hĺbky 34 m sa do 4 m navŕtala hlinito-kamenitá sutina a do 34 m kavernózny vápenec. Maxi-málna výdatnosť vrtu bola $33,03 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri znížení hladiny o 10,62 m. Merná výdatnosť vrtu postupne so zvyšovaním výdatnosti vrtu klesala z $10,86$ na $3,11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Po stupňovitej čerpacej skúške sa vyko-nala čerpacia skúška projektovaná na konštantnú výdatnosť. Pre veľký pokles hladiny podzemnej vody sa výdatnosť musela znížiť na $28,57 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z technických príčin nebolo možné zabezpečiť väčšiu výdat-nosť vrtu. Z vrtu sa odporučilo odoberať $20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vody, ktorá fyzikálno-chemickými vlastnosťami vyhovovala norme pre pitnú vodu, bola však bakteriologicky oživená. Z genetického hľadiska ide o Ca–Mg HCO_3 typ vody s mineralizáciou $465 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

V rámci edície zostavovania hydrogeologických máp vybraných regiónov Slovenska v mierke 1 : 50 000 bola v rokoch 1992 – 1993 zostavená mapa regiónu Horná Nitra spolu s vysvetlivkami (Franko et al., 1993), neskôr publikovaná v časopise Podzemná voda (Franko, 1997). Územie mapy zasahuje aj do pohoria Malá Fatra a Žiar (skoro po hlavný s.-j. hrebeň) a na juhu zaberá ráztočnianske mezozoikum. Práca pozostávala z hodnotenia kolektorov a prameňov a z hodnotenia podzemného odtoku. Podzemný odtok z kryštalinika v prípade pohoria Žiar sa hodnotil analógiou. V mezozoiku sa v hodnotenom území bilancoval Vyšehradný potok a v oblasti severne od Handlovej ráztočnianske me-zozoikum. V paleogénnych sedimentoch sa jednorazovo zmeral odtok z bielopotockých pieskovec na pravej strane Handlovky. Meranie prietoku sa urobilo na vstupe do pieskovec a na výstupe na 6 tokoch od Čausianskeho potoka po potok Jalovec.

V roku 1993 Kullman et al. v rámci výskumného riešenia generelu ochrany a racionálneho využíva-nia vody overovali navrhnuté globálne ekologické limity zdrojov na vybranom modelovom povodí rieky Nitry. Za jedno z modelových území bolo vybrané aj povodie Vyšehradného potoka. Na základe analýzy v zmysle navrhnutých ekologických limitov autori dospeli k záveru, že využívanie podzemnej vody v tomto povodí už prekračuje stanovené ekologické limity.

V roku 1992 sa začala realizácia vyhladávacieho hydrogeologického prieskumu v hydrogeologic-ko-m rajóne M 064 Mezozoikum severnej časti pohoria Žiar. V záverečnej správe bolo vyčíslené využi-teľné množstvo podzemnej vody a bol posúdený stupeň jej využitia a ohrozenia (Polák, 1997). V rámci prieskumu sa zrealizovalo 5 hydrogeologických vrtov – dva západne od Solky, v Jasenove, v Polerieke a medzi Poleriekou a Trhanovou. Dva roky (s frekvenciou raz týždenne) sa režimovo sledoval prietok na 4 merných prepadoch na povrchových tokoch (Jasenica, Lúčny potok, Briešťanka, Polerieka) a výdat-nosť na 8 nezachytených a zachytených prameňoch (nezachytené: prameň SAD vo Vyšehradnom, Tep-lica v Jasenove, odpad z prameňa Práč v Slovenskom Pravne, odpad z prameňa Jazero v Polerieke; zachytené: Vyšehradné, Slovenské Pravno, Jazero v Polerieke) a 3 vrtoch (HS-A, HS-3 a HS-4 v Solke). V záverečnej správe autor zhodnotil režim a obeh podzemnej vody v jednotlivých štruktúrach. Súčasťou bola aj hydrogeologická mapa v mierke 1 : 50 000. Autor vyčíslil v rajóne M 064 prírodné zdroje pod-zemnej vody na $348,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a využiteľné množstvo v kategórii C na $177,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Neogénom Prievidskej kotliny sa zaoberal aj Kupka (1992). Konštatuje, že z hľadiska tvorby zásob podzemnej vody neogénnych sedimentov majú dominantné postavenie hydrogeologické celky Strážovských vrchov a Žiaru. Podzemná voda z nich prestupuje do priepustných sedimentov Prievidz-skej kotliny, napr. vrt HMN-5 (Nedožery-Brezany), kde sa na tvorbe jej chemického zloženia pravdepo-dobne podieľa aj voda z mezozoika Žiaru.

Z hydrogeologického hľadiska je veľmi dobre preskúmané okolie zdrojov minerálnej vody v Budiši, ktoré sa nachádza mimo vytýčeného územia, ale riešenia na ochranu zasahujú aj do záujmového územia. Z prvých komplexnejších prác môžeme spomenúť prácu Tkáčika et al. (1969) Výskum prameňov mine-rálnej vody – Stredoslovenský kraj, okres Prievidza. Najnovšou syntézou hydrogeologických pomerov zo širšieho okolia Budiša je vyhladávací prieskum Budiš – ochranné pásma minerálnej vody (Vandrová, 1999), v rámci ktorého bola zostavená aj *Účelová hydrogeologická mapa v mierke 1 : 50 000*.

V študovanom území sa realizovalo aj niekoľko diplomových prác. Leššo (2003) zhodnotil hydro-geologické pomery v povodí Jasenice s podrobným hydrogeologickým mapovaním a meraním prietoku. Práca vznikala v rámci tohto projektu a údaje z nej boli použité pri zostavovaní *Hydrogeologickej mapy Žiaru*. Holzer (1995) zhodnotil zmeny režimu podzemnej vody v hodnotenom území v ráztočnianskom

mezozoiku a v oblasti Vyšehradného potoka. Haviarová (1999) zhodnotila hydrogeologické pomery jz. časti Turčianskej kotliny a priľahlých okrajových častí na hydrogeologickej mape (1 : 25 000).

Tischliar (1998) v doplnku návrhu pásiem hygienickej ochrany prameňa Jazero v Polerieke konštatuje, že hydrogeologické a hydrogeochemické pomery výverovej oblasti nie sú uspokojujúco vysvetlené. Týka sa to najmä otázky infiltračnej oblasti. Predpokladá hlbší obeh (v priemere asi 200 m, podľa rozdielu teploty vody a priemernej ročnej teploty vzduchu) zo vzdialenejších infiltračných oblastí. Na základe informácií od prevádzkovateľa však uvádza, že čas retardácie podzemnej vody je v priemere dva mesiace. Prameň vyviera na styku vápencov a tektonicky vyhladených ílovcov na presunovej línii medzi krížňanskou a obalovou jednotkou. Autor vyslovuje predpoklad, že tzv. žiarska tektonická lúnia je zdrojom zvýšeného obsahu CO₂ vo vode prameňa.

Napriek rozsiahlemu súboru najmä hydrogeologických prác zo študovaného územia sa doteraz ne-realizovalo podrobné hydrogeologické mapovanie v tomto území (najmä nie v kryštaliniku). V rámci spomínaných prác, ale aj ďalších, ktoré tu nie sú citované, sa uskutočnilo len podrobné geologické mapovanie, orientačné hydrogeologické a hydrogeochemické mapovanie, lokálne zamerané meranie prietoku a hydrodynamické skúšky na príslušných hydrogeologických vrtoch.

Ráztočnianska oblasť

Obraz o horizontálnom a vertikálnom rozsahu porušenia horninového prostredia v ochrannom pásme II. stupňa prameňa Ráztočno podáva správa *Ráztočno – vyvieračka, geofyzika* (Okál', 1990). Výsledky geofyzikálnych meraní ukázali, že styk paleogénu s mezozoikom v okolí prameňa je tektonicky veľmi zložitý. Potvrdili predpoklad o bariérovom type prameňa, kde paleogén vytvára hydrogeologickú bariéru podzemnej vode prestupujúcej do Handlovskej kotliny. Poukazuje aj na nevhodné situovanie objektov JRD (v tom čase) na hydrogeologicky vhodnom infiltračnom území budovanom chočskými vápencami.

Do oblasti čiastočne zasahuje aj vyhládavací hydrogeologický prieskum neovulkanitov severnej časti Kremnických vrchov (Auxt et al., 1997). V subrajóne povodia Nitry sa však nerealizovali prieskumné práce, na základe ktorých by sa dal hodnotiť režim a obeh podzemnej vody.

Hydrogeochemická preskúmanosť

Prieskum zákonitostí tvorby chemického zloženia *podzemnej vody*, ako aj jej kvality v oblasti pohoria Žiar sa sústreďoval prevažne vo vybraných vodohospodársky perspektívnych oblastiach a vo väčšine prípadov je hydrogeochemická charakteristika podaná spoločne s charakteristikou hydrogeológie územia. Samostatný hydrogeochemický prieskum regionálneho charakteru sa v tejto oblasti nerobil, no časť územia bola súčasťou záujmu niektorých komplexnejších hydrogeologických a hydrogeochemických prác, najmä v oblastiach Remata – Sklené (Auxt et al., 1997), Budiš – Jasenovo – Slovenské Pravno – Polerieka – Vyšehradné (Vandrová et al., 1999), Pravenec (Bubeník et al., 1976), Slovenské Pravno – Brieštie – Polerieka – Ondrašová – Budiš (Bujalka et al., 1973) a v oblasti Hornej Nitry (Kováčik et al., 1993).

Prehľad čiastkových realizovaných prác s údajmi o chemickom zložení vody do roku 1974 je podaný v rámci zostavovania základných hydrogeologických a hydrogeochemických máp 1 : 200 000, list 35 Trnava (Kullman et al., 1975) a 36 Banská Bystrica (Kullman, Gazda et al., 1978). Významným prínosom do poznania hydrogeochémie územia z regionálneho pohľadu je databáza údajov prevzatá z *Geochemického atlasu Slovenskej republiky – časť Podzemné vody* (Rapant et al., 1996), ktorá predstavuje značnú časť údajov využitých na zostavenie hydrogeochemickej mapy. Hydrogeologickým a hydrogeochemickým pomerom jz. časti Turčianskej kotliny (čiastočne aj študovanej oblasti) sa vo svojej diplomovej práci zaoberala Haviarová (1999).

Práce lokálneho charakteru sa venovali predovšetkým územiám s perspektívnym výskytom pitnej vody, ktoré reprezentujú najmä oblasti Solky (Bátory et al., 1973; Lauko et al., 1988), Predvrúcka (Valušiak et al., 1976), Budiša (Klago et al., 1985; Vandrová a Matejčková, 1986, 1987), Jasenova (Šopiniec et al., 1988), Slovenského Pravna (Pirman a Potyš, 1991) a Polerieky (Tischliar, 1998).

V menšej miere bola v pohorí Žiar predmetom záujmu *povrchová voda*. Chemické zloženie povrchových tokov je známe najmä v okrajových častiach územia a bolo zaznamenané v prácach Bujalku et al. (1973), Valušiaa et al. (1976), Bubeníka et al. (1976), Méryho a Frličkovej (1986), Matejčkovej et al. (1989), Pirmana a Potýša (1991), Auxta et al. (1997) a Vandrovej et al. (1999).

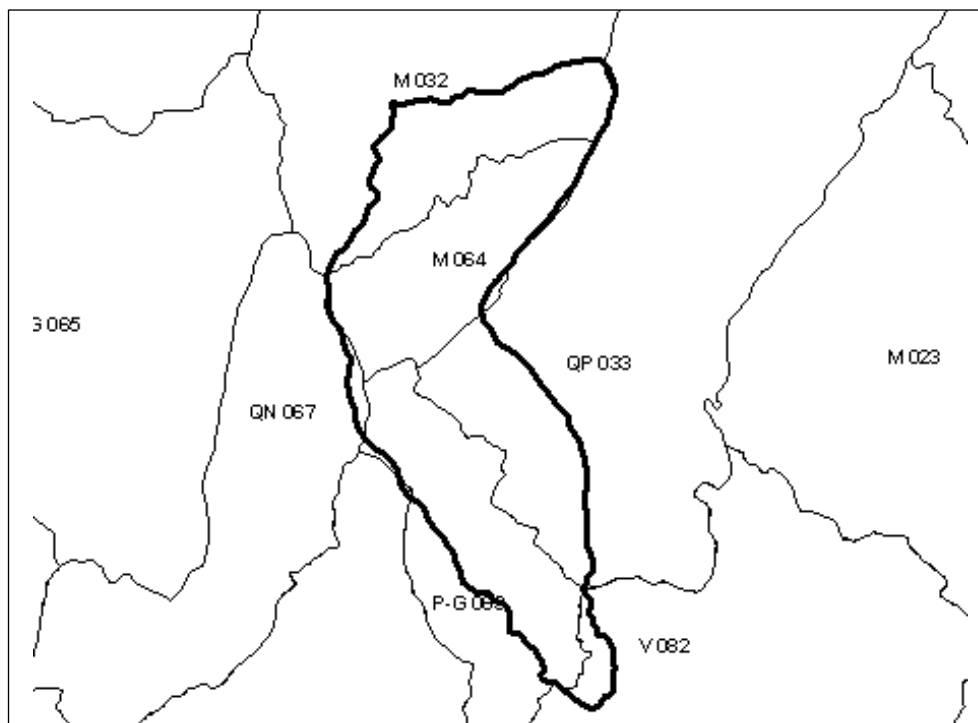
Chemické zloženie *minerálnej vody* bolo a je predmetom záujmu najmä na lokalitách Budiš (Bujalka et al., 1973; Vandrová a Matejčeková, 1987; Matejčeková et al., 1989; Matejčeková a Vandrová, 1991; Vandrová et al., 1999) a Polerieka (Bujalka et al., 1973; Vandrová et al., 1999).

Chemické zloženie *zrážkovej vody* v širšej oblasti pohoria Žiar sa účelovo študovalo na lokalitách Polerieka, Brieštie a Vyšehradné (Vandrová et al., 1999), Slovany (Krautschneiderová et al., 1979) a Martinské hole (Šalagová et al., 1983). 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, Handlová – Nová Lehota a Podhradie pri Novákoch (Vrana et al., 1989; Bodiš et al., 2000; Bodiš et al., 2003, in Klukanová et al., 2003).

Okrem uvedených informácií dostupných v ŠGÚDŠ (Geofond) je možné ďalšie údaje čerpať z Hydroföndu Slovenského hydrometeorologického ústavu. SHMÚ v rámci národnej monitorovacej siete v oblasti Žiaru pozoruje 1 – 2-krát ročne jeden objekt podzemnej vody (nevyužívaný prameň číslo 064 290 pri Kláštore pod Znievom). Odoberané vzorky vody sa monitorujú a odoberajú s cieľom zistiť kvalitatívne parametre a celkové chemické zloženie (analyzujú sa anorganické, resp. vybrané organické zložky v podzemnej vode). Podobne sa v rámci národnej monitorovacej siete pozoruje aj tok Handlovky pod Handlovou. Vzorky sa odoberajú 6 – 12-krát do roka a analyzujú sa ukazovatele kyslíkového režimu, základné fyzikálno-chemické parametre, obsah nutrientov a stopových prvkov a biologické a mikrobiologické ukazovatele.

3.2. HRANICE HYDROGEOLOGICKÝCH RAJÓNOV A ÚTVAROV PODZEMNEJ VODY V ÚZEMÍ

V hodnotenom území vystupuje viac hydrogeologických rajónov. Do tohto územia patrí južná časť rajónu M 032 a celý rajón mezozoika severnej časti pohoria Žiar (M 064). Veľká časť južnej polovice hodnoteného územia je rozdelená medzi rajóny QP 033 (Paleogén, neogén a kvartér Turčianskej kotliny) a P-G 063 (Kryštalínium, mezozoikum a paleogén jz. časti pohoria Žiar a Handlovskej kotliny).



Obr. 3.2.1. Hydrogeologické rajóny v hodnotenom území.

Neovulkanity v južnej časti územia patria už k hydrogeologickému rajónu V 082. Nasledujúca tabuľka (3.2.1) a obrázok (3.2.1) poskytujú prehľad o plochách rajónov, ich využiteľnom množstve a odberoch v roku 2002. V rámci naplnenia cieľov rámcovej smernice o vode Water Framework

Directive, 2000/ 60/EC boli na území Slovenska vymedzené útvary podzemnej vody, ktoré nadväzujú na vyčlenené rajóny podzemnej vody. V hodnotenom území bolo vyčlenených 5 predkvartérnych útvarov podzemnej vody.

Tab. 3.2.1. Hydrogeologické rajóny a predkvartérne útvary podzemnej vody v hodnotenom území.

Označ. útvaru	Názov útvaru	Označ. rajónu	Názov HG rajónu	Označenie čiastkového rajónu	Využ. množ. [l . s ⁻¹]	Odber 2002 [l . s ⁻¹]	Celk. plocha rajónu [km ²]	Plocha rajónu v hod. území [km ²]
SK2001 40KF	Útvar s dominantnou krasovo-puklinovou podzemnou vodou Strážovských vrchov a Lúčanskej Malej Fatry oblasti povodia Váhu	M 032	mezozoikum j. časti Lúčanskej Fatry	NA 20, NA 50, NA 60, VH 20	352,90	111,21	212,67	40,74
		M 064	mezozoikum s. časti pohoria Žiar	VH 10, VH 20, VH 30, NA 10, NA 40	165,00	79,66	52,77	51,31
SK2001 90FK	Útvar puklinovej a krasovo-puklinovej podzemnej vody pohoria Žiar oblasti povodia Váhu	P-G 063	kryštalinikum, mezozoikum a paleogén jz. časti pohoria Žiar a Handlovskej kotliny	NA 10, NA 20	60,00	12,67	77,87	47,4
SK2001 70FP	Útvar puklinovej a medzizrbovej podzemnej vody neovulkanitov a terciérnych sedimentov Hornonitrianskej kotliny oblasti povodia Váhu	QN 067	neogén a kvartér Hornonitrianskej kotliny	NA 10	185,00	8,24	169,56	2,15
SK2002 100P	Útvar medzizrbovej podzemnej vody Turčianskej kotliny oblasti povodia Váhu	QP 033	paleogén, neogén a kvarér Turčianskej kotliny	VH 70	840,00	22,60	438,58	38,77
SK2002 00FP	Útvar puklinovej a medzizrbovej podzem. vody neovulkanitov pohoria Vtáčnik a Kremnických vrchov oblasti povodia Váhu	V 082	neovulkanity Kremnických vrchov	NA 30	443,80	72,86	499,99	5,11

4. POUŽITÉ ÚDAJE A METODIKA ICH SPRACOVANIA

4.1. CHARAKTERISTIKA DOKUMENTAČNÉHO MATERIÁLU POUŽITÉHO NA ZOSTAVENIE HYDROGEOLOGICKEJ MAPY

Na zostavenie hydrogeologickej mapy pohoria Žiar bol použitý dokumentačný materiál ŠGÚDŠ Bratislava (Geofondu), meteorologické a hydrologické údaje základnej siete SHMÚ, údaje získané terénnym hydrogeologickým mapovaním a publikované výsledky výskumov. Ako geologický podklad bola použitá *Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry 1 : 50 000* (Rakús et al., 1998), *Geologická mapa Turčianskej kotliny 1 : 50 000* (Gašparik et al., 1995) a *Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000* (Šimon et al., 1997).

Klimatické pomery študovanej oblasti sa sledujú v okolí pohoria Žiar na 11 zrážkomerných staniaciach a teplota sa merala na 6 klimatických staniaciach. Priamo v študovanej oblasti nie je situovaná žiadna klimatická ani zrážkomerná stanica.

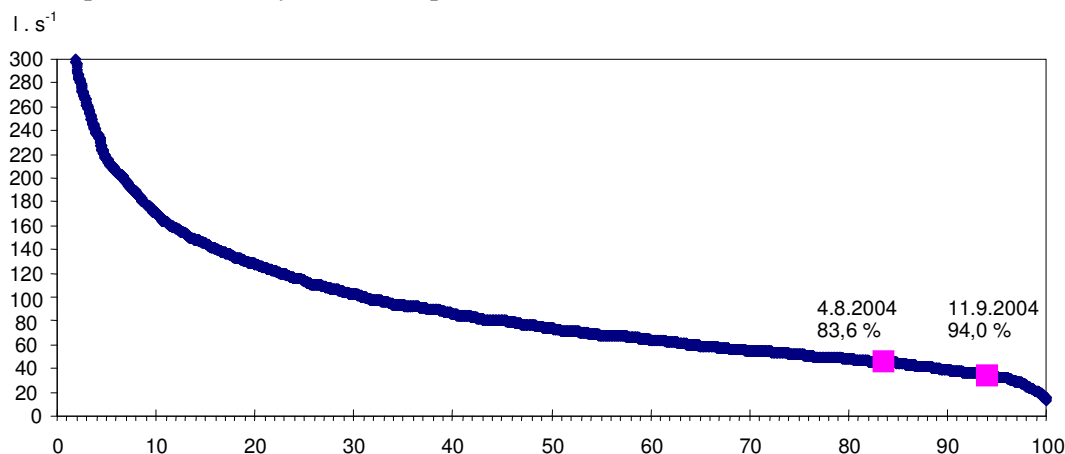
V skúmanom území sa nenachádzajú režimovo sledované vodomerné stanice na povrchových tokoch. Režim sleduje SHMÚ na 2 vodomerných staniaciach mimo skúmaného územia. Na stanici č. 6 515 Solka – Vyšehradný potok bol neprerušovaný záznam prietoku od 1. 11. 1984 do 31. 10. 1999. Na stanici č. 5 995 Kláštor pod Znievom – Vrúca bol neprerušovaný záznam prietoku od 1. 11. 1983 do 31. 10. 2003.

Mapovanie prameňov prebiehalo v rokoch 2001 až 2004 a časť tvorili aj prevzaté výsledky z mapovania v roku 1999 (asi 28 % zdokumentovaných prameňov). Podrobné mapovanie sa robilo na základných mapách v mierke 1 : 10 000. Počas mapovania sa dokumentovali vývery s výdatnosťou vyššou ako $0,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Dokumentácia prameňov pozostávala zo zaznačenia prameňa do mapy, určenia jeho nadmorskej výšky pomocou barometrického výškomeru THOMMEN (resp. odčítaním vrstevníc na mape) a zapísaním charakteristík výveru do dokumentačného denníka. V dokumentačnom denníku sa viedli záznamy o dokumentačnom čísle prameňa, dátume dokumentácie, type a tvare výveru, mernej elektrickej vodivosti vody, teplote vody v prameni a vzduchu v okolí výveru (použili sa konduktometre WTW LF 340 – A), výdatnosti (meranie do nádoby, resp. odborný odhad), nadmorskej výške, geológii v okolí výveru, geomorfológii v okolí výveru a využívaní a zachytení prameňa. Pramene mapované počas terénnych prác sa potom digitalizovali pre potreby ďalšieho analyzovania v programe MapInfo. Prehľad zmapovaných prameňov s jednorazovým zameraním výdatnosti a vybraných fyzikálno-chemických parametrov poskytuje príloha 3. SHMÚ v skúmanom území režimovo pozoruje 11 prameňov. V severnej časti študovaného územia sa nachádza 7 prameňov a v južnej časti 4 pramene. Ich prehľad tvorí prílohu 4 (pramene s dlhodobým zameraním výdatnosti). Údaje o výdatnosti prameňov sme doplnili aj údajmi o výdatnosti vodárensky využívaných prameňov, ktoré pre svoje potreby zaznamenáva SVS Prievidza. Tieto merania výdatnosti však nie sú v pravidelných denných intervaloch. Uvádzame ich na doplnenie obrazu o režime podzemnej vody a sú uvedené v texte.

V rámci našich prác sa realizovalo úsekové meranie prietoku na zistenie prírastkov, resp. úbytkov na povrchových tokoch. Takéto meranie sa robilo na tokoch Vrúca, Jasenica, Rudniansky potok a Hraničný potok. Počas mapovania sa meral prietok aj na významných povrchových tokoch po obvode celého skúmaného územia v dvoch cykloch (3. – 5. 8. 2004 a 10. – 12. 9. 2004). Meranie prietoku na povrchovom toku prebiehalo počas dlhšieho bezzrážkového obdobia. Na porovnanie odtokových pomerov počas série meraní vo vzťahu k dlhodobým meraným hodnotám sa urobilo kontrolné meranie na režimovo pozorovanom povrchovom toku Vyšehradný potok, stanica Solka (obr. 4.1.1). Na základe toho predpokladáme meranie prietoku počas vyčerpávania zásob podzemnej vody, t. j. v suchom období – nízke stavy.

Pri hodnotení hydraulických vlastností hornín sme sa opierali aj o údaje z hydrogeologických vrtov. V hodnotenom území a v jeho blízkosti sa vyhlúbilo 16 hydrogeologických vrtov v rôznych geologických celkoch. Prehľad realizovaných hydrogeologických vrtov poskytuje príloha 5.

Mapované pramene (jednorazové zameranie výdatnosti), pramene s dlhodobým zameraním výdatnosti, zdokumentované hydrogeologické vrty, kopané studne a profily na povrchových tokoch sú znázornené na mape dokumentačných bodov – príloha 7.



Obr. 4.1.1. Čiara prekročenia prietoku na Vyšehradnom potoku, stanica Solka, profil 6 515.

4.2. SPÔSOB SPRACOVANIA HYDROGEOLOGICKÝCH ÚDAJOV

Hydrogeologická mapa je zostavená podľa smernice na zostavovanie základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000 (smernica MŽP SR č. 8/2004). Vybrané základné charakteristiky zvodneného horninového prostredia sú v nej zobrazené takto:

- priemerná prietochnosť zvodneného horninového prostredia farbou plochy,
- variabilita prietochnosti intenzitou farby plochy,
- litologické zloženie horninového prostredia druhom šrafy na ploche,
- stratigrafické a tektonické zaradenie indexom na ploche,
- dôležité hydrogeologické objekty a javy líniovými a bodovými značkami.

rvým krokom pri konštrukcii mapy bolo rozčlenenie hodnoteného územia na (kvázihomogénne) hydrogeologické celky z hľadiska ich hydraulických vlastností. Toto rozčlenenie sa urobilo na podklade geologických máp Slovenska v mierke 1 : 50 000 (predchádzajúca kapitola), ktorými je pokryté celé hodnotené územie. Do kvázihomogénnych celkov sa zaraďovali jednotlivé zmapované litologické typy, ich kombinácie alebo čiastkové plochy zmapovaných litologických typov (digitálnym tematickým mapovaním v prostredí MapInfo). V hodnotenom území bolo takto odlíšených 6 hydrogeologických komplexov (odlišujúcich sa navzájom spôsobom infiltrácie, sústredenia a odtoku podzemnej vody) a 34 hydrogeologických celkov (odlišujúcich sa navzájom hydraulickými charakteristikami).

Základným kritériom určenia priemernej prietochnosti zvodneného horninového prostredia a jej variability boli výsledky spracovania archívnych údajov, hydrodynamické skúšky na vrtoch zo skúmaného územia a výsledky spracovania údajov o výdatnosti výverov (získané terénnym hydrogeologickým mapovaním a prevzatými výsledkami dlhodobých meraní). V niektorých prípadoch neboli uvedené hydraulické charakteristiky. Na vykreslenie v mape sme preto museli k týmto vrtom priradiť minimálne hodnoty štandardnej mernej výdatnosti q ($l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$).

V hydrogeologických celkoch, kde neboli známe údaje o priemernej prietochnosti zvodneného horninového prostredia a sa nehodnotili ani v predchádzajúcich prácach podľa prietochnosti, sme na charakteristiku hydraulických vlastností použili hodnotenie podľa merného odtoku podzemnej vody.

Na zhodnotenie plošnej distribúcie výdatnosti výverov sa vytvorila databáza jednotlivých objektov s kódovaním typu objektu a litostratigraficko-tektonického zaradenia a zistenými údajmi. Pri objektoch s údajmi dlhodobého sledovania sú použité priemerné hodnoty. Sústredili sme sa na oblasti s nedostatkom údajov o hydrodynamických skúškach vrtov (horské oblasti budované granitoidmi a metamorfítmi), pri ktorých sme v rámci jednotlivých vyčlenených typov horninového prostredia vypočítali základné štatistické ukazovatele. Na mape hydrogeologickej dokumentácie je zobrazená lokalizácia všetkých zdokumentovaných výverov (vyšších ako $0,05 l \cdot s^{-1}$) aj nedokumentovaných výverov.

Účelom hydrometrických prác je aj preukázať a kvantifikovať miesta prípadných významných skrytých výverov podzemnej vody do povrchových tokov a prípadné miesta úbytkov prietoku povrchových tokov v dôsledku infiltrácie do horninového masívu. Na základne zhodnotenia hydrogeologických pomerov sme vybrali úseky tokov, kde bolo odôvodnené predpokladať prítomnosť uvedených javov. Celkovo sa vybralo 5 úsekov (Vrúca, Jasenica, Rudniansky potok a Hraničný potok). Na týchto tokoch sa zmerali všetky prítoky a odtoky povrchovej vody tak, aby bolo možné vypočítať skrytý nárast, resp. úbytok prietoku povrchovej vody. Zisťovali sa aj hodnoty okamžitého odtoku z vybraných častí hodnoteného územia (povrchové toky odtekajúce z kryštalinika) v dvoch cykloch ako pomocný údaj na hodnotenie hydraulických vlastností hydrogeologických celkov.

Pri jednorazovo meraných prameňoch sme vypočítali v každom hydrogeologickom celku základné štatistiky – počet prameňov v hydrogeologickom celku, počet prameňov na 1 km², ich priemernú a súmárnu výdatnosť a merný odtok podzemnej vody z prameňov v hydrogeologickom celku. Tieto hodnoty sú porovnané v tabuľke 5.1.1.

V prípade režimovo pozorovaných prameňov sme prebrali hodnotenia prameňov pomocou výtokových čiar, ktoré podávajú obraz o prostredí obehú podzemnej vody v horninovom celku, ktoré odvodňuje daný prameň. Základné štatistické charakteristiky výdatnosti a teploty režimovo pozorovaných prameňov sú uvedené v prílohe 4.

Mapa je zostavená kombinovaným spôsobom, hydrogeologické celky sú vyhodnotené na základe údajov o prietochnosti zvodnených celkov T (m² · s⁻¹) a štandardnej mernej výdatnosti q (l · s⁻¹ · km⁻²).

4.3. CHARAKTERISTIKA REPRODUKOVATEĽNOSTI POUŽITÉHO HYDROGEOCHEMICKÉHO DOKUMENTAČNÉHO MATERIÁLU

4.3.1. Vzorkovanie a laboratórne práce

Základný dokumentačný materiál na zostavenie hydrogeochemickej mapy predstavujú analýzy vzoriek podzemnej vody (pramene, vrty a štôlne). Na zostavenie hydrogeochemickej mapy pohoria Žiar sa v rokoch 2003 – 2004 odobralo 40 vzoriek podzemnej vody. Okrem toho sú využité analytické údaje získané v rámci zostavovania *Geochemického atlasu Slovenskej republiky – časť Podzemné vody* v celkovom počte 93 vzoriek z obdobia 1991 – 1993 (Rapant et al., 1996).

Z ďalších archívnych údajov sa spracovalo 158 chemických analýz podzemnej vody, 54 analýz povrchovej vody a 85 analýz minerálnej vody. Z týchto údajov sa do databázy vody na vypracovanie mapy zaradili vzorky, ktoré spĺňali kritérium dostatočnej reprodukovateľnosti, relevantnosti analytických metód, rozsahu stanovení a pod. V prípade režimových pozorovaní podzemnej vody sa do štatistického spracovania dosadili mediány koncentrácie zo všetkých laboratórnych meraní na jednotlivých odborných miestach. Hodnota mediánu je použitá najmä v dôsledku eliminácie vplyvu odľahlých hodnôt koncentrácie.

Vzorky podzemnej vody využité na zostavenie mapy sa odoberali v širšom letnom období (máj – október) za stabilných klimatických podmienok pri priemerných hladinách podzemnej vody. Databáza údajov spĺňa minimálnu štatistickú hustotu vzorkovania 1 vzorka na 3 km², potrebnú na zostavenie mapy v zmysle metodiky. Na hydrogeochemickej mape je spracovaných 148 geochemických objektov s celkovým počtom 250 chemických analýz.

V priebehu odberu vzoriek sa robili tieto úkony:

- merania: teplota vody, teplota vzduchu, pH, vodivosť (prepočítaná na teplotu 25 °C), obsah O₂ v mg · l⁻¹ (prípadne nasýtenie O₂ v %),
- stanovenia: KNK_{4,5} a ZNK_{8,3} neutralizačnou titráciou,
- chemická stabilizácia vzoriek v zmysle pokynov laboratória (koncentrovanými kyselinami HCl, H₂SO₄, resp. HNO₃).

Chemické analýzy potrebné na zostavenie mapy sa vykonali v hydrochemických laboratóriách INGENIO, a. s., Žilina a ŠGÚDŠ Bratislava (oddelenie geochémie životného prostredia). Detekčné limity a analytické metódy stanovenia jednotlivých zložiek sú uvedené v tab. 4.3.1. Relevantnosť analytických údajov bola zabezpečená systémom kontroly kvality analýz (AQA) korešpondujúcim s európskymi normami radu EN 45 000 a zásadami správnej laboratórnej praxe.

Tab. 4.3.1. Detekčné limity a metódy stanovenia jednotlivých zložiek chemickej analýzy.

Zložka	Detekčný limit (mg · l ⁻¹)		Metóda	
	INGEO	ŠGÚDŠ	INGEO	ŠGÚDŠ
Na ⁺	0,1	0,1	AAS – F	AAS – F
K ⁺	0,1	0,1	AAS – F	AAS – F
Mg ²⁺	1	0,1	ICP – OES	AAS – F
Ca ²⁺	1	0,1	ICP – OES	AAS – F
SiO ₂	0,5	0,5	SPFM	SPFM
NH ₄ ⁺	0,05	0,01	SPFM	ISE
F ⁻	0,1	0,01	ISE	ISE
Cl ⁻	0,1	0,1	T	SPFM
NO ₂ ⁻	–	0,01	–	SPFM
NO ₃ ⁻	0,5	0,05	ITPH	SPFM
SO ₄ ²⁻	0,3	0,3	ITPH	gravimetria
HCO ₃ ⁻	0,1	3	T	T
PO ₄ ³⁻	0,05	0,005	SPFM	SPFM
Fe _{celk}	0,01	0,001	ICP – OES	AAS – F
Mn ²⁺	0,005	0,001	ICP – OES	AAS – F
Cr	0,000 5	0,000 1	AAS – ETA	AAS – ETA
Cd	0,000 5	0,000 06	AAS – ETA	AAS – ETA
Pb	0,001	0,000 1	AAS – ETA	AAS – ETA
As	0,001	0,000 01	AAS – MHS	AAS – MHS
Se	0,001	0,000 01	AAS – MHS	AAS – MHS
Cu	0,000 5	0,000 1	AAS – ETA	AAS – ETA
Al ³⁺	0,01	0,001	ICP – OES	AAS – ETA
Zn	0,001	0,000 6	AAS – F	AAS – F
Hg	0,000 2	0,000 1	AAS – CV	AAS – CV
Sb	0,000 2	0,000 01	AAS – MHS	AAS – MHS
Ag	–	0,000 1	–	AAS – ETA
Ni	–	0,000 1	–	AAS – ETA
Co	–	0,000 1	–	AAS – ETA
Ba ²⁺	0,01	0,006	ICP – OES	ICP – AES
Li ⁺	0,002	0,001	ICP – OES	AAS – F
Si ²⁺	0,01	0,01	ICP – OES	AAS – F
CHSK _{Mn}	0,08	0,08	T	T
agr. CO ₂	2,2	2,2	T	T

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.

4.3.2. Spracovanie hydrogeochemických údajov

Základným cieľom a výstupom realizovaných hydrogeochemických prác je zostavenie hydrogeochemickej mapy v mierke 1 : 50 000. Na mape sú plošne vyjadrené 3 základné hydrogeochemické kritériá, a to:

- kvalitatívne,
- geochemické,
- vodohospodárske.

Bodovými značkami sú na mape znázornené miesta odberov vzoriek vody so špecifikáciou zdroja odberu vody, typu zdroja a rozsahu analýzy. Každá analýza uvedená v hydrogeochemickej dokumentácii má číslo zhodné s číslom uvedeným na mape, pričom analýzy sú zoradené na mape aj v databáze v poradí vzrastajúcej súradnice x. *Symboly* sú využité na vyjadrenie doplnkových hydrogeochemických charakteristík (voda anomálnej kvality, charakter znečisťujúcich a vodohospodársky významných zložiek, časový vývoj kvality podzemnej vody). *Kontúrové značky* sú použité na vyjadrenie oblastí s obsahom prvkov a zložiek, výrazne prevyšujúcich limitné hodnoty pre pitnú vodu, oblastí s rovnakou kategóriou upraviteľnosti podzemnej vody a ohraničení území s odporučenými podrobnejšími prácami.

Na vyjadrenie vodohospodársky významných vlastností podzemnej vody (napr. stupeň kontaminácie, distribúcia hodnôt celkovej mineralizácie, dusičnanov, síranov, agresívneho CO₂) boli v mierke 1 : 200 000 zostavené doplnujúce monotematické mapy.

Vyjadrenie kvalitatívnych vlastností podzemnej vody

Kvalitatívne vlastnosti podzemnej vody sú vyjadrené farbou na ploche prostredníctvom 8 tried kvality (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 vody. Na základe príslušnosti jednotlivých vzoriek vody do tried kvality sa územie rozčleňuje na oblasti s rovnakou triedou kvality podzemnej vody. Vyžaduje sa minimálne 80 % príslušnosť vody rovnakej triedy kvality na vymedzenej ploche. Vody odlišujúce sa svojimi kvalitatívnymi vlastnosťami od vymedzenej plochy (rozdiel 2 a viac tried) sú vyznačené osobitným symbolom. Bližšie je spôsob vyčleňovania tried kvality podzemnej vody uvedený v legende k mape.

Vyjadrenie geochemických charakteristík podzemnej vody

Geochemická 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 rozpustných 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. A₂ výrazný, S₂(SO₄) nevýrazný a pod.; Gazda, 1972]. V zásade sú podľa genézy na tomto území zastúpené petrogénna podzemná voda a v nepatrnej miere antropogénne ovplyvnená voda.

Chemické typy vody sa vyjadrujú podľa prevládajúcich iónov symbolmi prvkov a zložiek podľa výsledkov chemickej analýzy z ekvivalentných hodnôt (mmol. z %) základných zložiek (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, NO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻). Kritériom určenia chemického typu je ekvivalentný podiel zložiek väčších ako 25 mmol. z % zo sumy 100 % kationov a aniónov zvlášť. Jednotlivé prvky a zložky sú usporiadané podľa ich ekvivalentného zastúpenia (napr. Ca–Mg–HCO₃–SO₄).

Intervaly hodnôt *celkovej mineralizácie* sa vyčleňujú na základe matematicko-štatistického spracovania údajov. Pri *geologickej charakteristike* sa uvedie základná charakteristika horninového prostredia a typ priepustnosti zvodneného kolektora.

Pri vyčleňovaní hydrogeochemických skupín podzemnej vody sa ako základ berú genetické typy podzemnej vody a ostatné tri charakteristiky sa k nim pričleňujú. Vyčleňovanie hydrogeochemických skupín je bližšie vyjadrené v legende k mape. V práci boli pri vyčleňovaní hydrogeochemických skupín podzemnej vody využité najmä informácie o charaktere horninového prostredia (vyjadrené na príslušných geologických mapách) a hranice hydrogeologických útvarov, pričom hydrogeochemické hranice korelujú s geologickými, resp. hydrogeologickými hranicami (po určitom zjednodušení a zlúčení niektorých geologických jednotiek).

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 v STN 75 7214 *Kvalita vody, Surová voda na úpravu na pitnú vodu* a určí sa kategória ich upraviteľnosti (A, B, C, D). Pomocou kontúr a symbolov sa územie rozčlení na oblasti s rovnakou kategóriou upraviteľnosti. Vyžaduje sa 80 % príslušnosť vody rovnakej kategórie upraviteľnosti na vymedzenej ploche.

Grafický výstup a počítačové spracovanie

Kompletný grafický výstup v zmysle metodiky na zostavovanie hydrogeochemických máp a vizualizácia dosiahnutých výsledkov prostredníctvom GIS boli spracované programom *MapInfo Professional*, ktorý okrem subsystémov vstupu, ukladania, preberania, manipulácie a analýzy údajov zabezpečil aj vzájomnú prepojenosť grafických informácií s databázovým systémom. Databázový súbor vzoriek podzemnej vody využitých na zostavenie mapy obsahuje 250 chemických analýz, v ktorých je viac ako 10 000 záznamov uložených a spracovaných programom *MS Access*.

Doplňujúce monozložkové izolíniové mapy prezentujúce vodohospodársky významné charakteristiky v podzemnej vode sú zostavené v mierke 1 : 200 000. Samotný interpolačný výpočet sa robil programom *Surfer for Windows*. Výsledky interpolácie sa prostredníctvom pomocného programu *Surflink* priamo uložili do programu *MapInfo Professional*. Na výpočet interpolácie sa využila metóda inverznej vzdialenosti (*Inverse distance*) s polomerom vyhľadávania 10 km a minimálnym požadovaným počtom vzoriek 1.

Základné štatistické parametre (aritmetický priemer, medián, štandardná odchýlka, minimum a maximum) a korelačná analýza sa vypočítali v programe *MS Excel*.

Upravené Piperove systematizačné diagramy boli zostavené pomocou špeciálnej aplikácie v programe *Quatro Pro for Windows*.

5. HYDROGEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Klimatické, geologické a geomorfologické pomery pohoria Žiar, ale hlavne prítomnosť vysoko priepustných karbonátových hornín v severnej časti pohoria podmieňujú vznik využitelných a využívaných zdrojov podzemnej vody viazanej najmä na krasovo-puklinové hydrogeologické štruktúry pohoria. So zvyšovaním nadmorskej výšky v pohorí sa znižuje priemerná ročná teplota (zhruba o 0,5 °C na 100 výškových m), pribúdajú zrážky (v tejto oblasti asi o 63 mm na 100 výškových m) a klesá výpar. Priemerné množstvo spadnutých zrážok sa pohybuje v rozpätí od 650 do 1 100 mm ročne.

Pri odhadovaní **množstva zrážok**, ktoré vytvárajú zdrojovú vodu na infiltráciu, má v hodnotenom území rozhodujúci význam rozdiel medzi zrážkami a skutočným výparom. Tento rozdiel nazval Malík (et al., 1999) **odtokový potenciál**. Môžeme predpokladať, že vo vyšších polohách pohoria **odtokový potenciál** bude vyšší. Podľa Vestenického a Vološčuka (1986 in Malík a Kordík, 1999) v susednom pohorí Veľká Fatra je na vsakovanie a odtok k dispozícii viac ako polovica spadnutých zrážok. Nadmorská výška **j. časti územia** tvoreného prevažne granitoidmi je väčšinou v intervale 600 – 800 m n. m., kde môžeme predpokladať zrážky od 860 do 1 000 mm, z toho *odtokový potenciál* môže predstavovať približne 370 mm. V **s. časti územia**, ktoré tvoria prevažne mezozoické komplexy, je nadmorská výška v intervale asi 600 – 1 000 m n. m. Z celkových zrážok okolo 860 – 1 120 mm môže predstavovať *odtokový potenciál* viac ako 480 mm. Pri formovaní podzemnej vody sú dôležité najmä zimné zrážky (resp. ich topenie v jarných mesiacoch) kvôli ich obmedzenému výparu z dôvodu nízkej teploty vzduchu.

5.1. HYDROGEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA LITOSTRATIGRAFICKÝCH JEDNOTIEK (VRÁTANE CHARAKTERISTIKY ROZDELENIA HYDRAULICKÝCH PARAMETROV HORNÍN)

Nie všetky horninové celky zobrazené na hydrogeologickej mape pohoria Žiar 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 typoch rôzna.

Hydrogeologické pomery hydrogeologických rajónov P-G 063, M 064 a časti rajónov M 032, QP 033 a V 082 sú vo veľkej miere predurčené geologickou stavbou územia. Horninové prostredie budujú prevažne horniny kryštalinika (hybridné a stredozrnné biotitické granodiority a hrubozrnné porfýrické granity a granodiority), mezozoika (karbonáty, menej bridlice a kremence), paleogénu (ílovce, pieskovce, zlepenec), neogénu (pieskovce, striedanie pieskov a ílov, efuzíva, intrúzie a pyroklastiká) a kvartéru (fluviálne, proluviálne a deluviálne sedimenty).

Zastúpenie jednotlivých litostratigrafických typov v hodnotenom území je uvedené v tabuľke 5.1.1. Tabuľka podáva aj prehľad plošného zastúpenia jednotlivých hydrogeologických celkov, prevládajúceho typu priepustnosti v rámci hydrogeologického celku, počtu prameňov, ich maximálnej, minimálnej a priemernej výdatnosti prameňov a sumárnej výdatnosti prameňov hydrogeologického celku počas ich mapovania. Na dotvorenie obrazu o hydraulických vlastnostiach hornín sme sa pokúsili vyrátať aj merný podzemný odtok z prameňov a počet prameňov prepočítaný na plochu hydrogeologického celku.

Najväčšie plošné zastúpenie má hydrogeologický celok staršieho paleozoika (spolu 63,7 km²) a hydrogeologický celok pestrých vápencov jury fatrika (spolu 25,7 km²). Veľkú časť územia zaberá aj hydrogeologický celok karbonátových hornín stredného a vrchného triasu tatrika, fatrika a hronika – celkovo 48,22 km².

Celkovo bolo zmapovaných 1 215 prameňov (vrátane výtoky z „Bralského“ tunela) a zdokumentované boli aj 2 výtoky podzemnej vody z drenáže. Najväčší počet prameňov bol zdokumentovaný v hydrogeologickom celku staršieho paleozoika. Okrem prameňov bolo počas terénnych prác v tomto celku zmapované množstvo prameňov s menšou výdatnosťou (do 0,05 l · s⁻¹).

V neogénnych vulkanických horninách sa tak isto zaznamenalo pomerne veľké množstvo prameňov vzhľadom na mapovanú plochu s priemerným počtom asi 18 prameňov na 1 km². V týchto hydrogeologických celkoch výstup podzemnej vody vo forme prameňov je prevažne rozptýlený – pomerne veľký počet málo výdatných prameňov (ak neberieme do úvahy vodu vystupujúcu z tektonickej línie narazenej „Bralským“ tunelom). Naopak, sústredené výstupy podzemnej vody v prameňoch možno zaznamenať v hydrogeologickom celku karbonátov stredného a vrchného triasu, kde bolo priemerne 4 – 5 prameňov na 1 km². V tomto celku sa nachádzajú najvýdatnejšie pramene v rámci skúmanej oblasti.

Maximálna výdatnosť prameňov v skúmanom území sa najčastejšie zistila v hydrogeologickom celku karbonátov stredného a vrchného triasu a pohybovala sa od zhruba 6 l · s⁻¹ do 62,86 l · s⁻¹ (prameň Vyšehradné č. 153, priemerná hodnota z meraní SHMÚ v rokoch 1987 – 2004). Mnohé z výdatných prameňov tohto hydrogeologického celku sa vodárensky využívajú. Celkové množstvo podzemnej vody vystupujúcej z hydrogeologického celku karbonátov stredného a vrchného triasu tatrika, fatrika a hronika predstavuje 271,5 l · s⁻¹.

Maximálna výdatnosť prameňov v granitoidoch sa pohybovala v intervale od 0,5 do 1,2 l · s⁻¹. Výdatnosť v tomto intervale spomedzi mapovaných prameňov sa dosiahla iba v 17 prípadoch z celkového počtu 684. Na maximálnu výdatnosť má rozhodujúci vplyv zrážková činnosť. Niektoré hodnoty maximálnej výdatnosti prameňov sa zaznamenali práve počas mapovania v kratšom období po predchádzajúcich zrážkach. Aj keď to neznižuje význam podrobného mapovania, treba mať na pamäti vplyv plytšieho a kratšieho obehu v tomto horninovom celku.

Maximálna výdatnosť prameňov vo vulkanitoch sa pohybovala v intervale od 0,5 do 40,56 l · s⁻¹ (č. 1 092 „Bralský“ tunel, niekedy označovaný ako tunel „Remata“). Voda pochádzajúca z „Bralského“ tunela predstavuje extrémnu hodnotu a skresľuje obraz o maximálnej výdatnosti prirodzených výstupov podzemnej vody z tohto horninového celku. V tomto prípade ide o komunikáciu podzemnej vody v poruchovom pásme väčšieho rozsahu.

Najvyšší merný podzemný odtok z prameňov majú karbonátové horniny stredného a vrchného triasu tatrika, fatrika a hronika a vulkanické horniny. Karbonátové sedimenty hronika s. a j. časti sú v tejto tabuľke zlúčené. Keďže v j. časti sa v týchto horninách hronika predpokladajú straty (čiastočné dotovanie termálnej vody Hornonitrianskej kotliny; Halmo et al., 2001), hodnoty merného podzemného odtoku z prameňov karbonátov sú v tejto tektonickej jednotke skreslené. V prípade vulkanických hornín je v tabuľke 5.1.1 uvedená pomerne vysoká hodnota kvôli výtoku podzemnej vody z „Bralského“ tunela (18,6 l · s⁻¹ · km⁻²). Ak budeme brať do úvahy pramene bez výtoku z tunela (40,56 l · s⁻¹), dostaneme reálnejšiu hodnotu, 4,8 l · s⁻¹ · km⁻².

Do študovaného územia zasahujú dva hydrogeologické celky, ktoré zaberajú malú plochu – neogénne sedimenty abramovských vrstiev a neogénne sedimenty pravnianskych vrstiev. Neogénne sedimenty abramovských vrstiev pokrývajú kriedové sedimenty hronika sz. od kóty Čierny diel a hydraulicky boli priradené k hydrogeologickému celku pestrých vápencov jury krížňanského príkrovu. Neogénne sedimenty pravnianskych vrstiev lemujú okraj pohoria v oblasti Slovenského Pravna. V tejto práci neboli vyhodnotené, ale podľa litologického charakteru sme ich priradili do hydrogeologického celku regionálnych izolátorov.

Pestré litologické zastúpenie mnohých horninových typov, často sa opakujúcich v stratigrafickej sukcesii, ale aj v rámci viacerých tektonických jednotiek, nás vedie k potrebe zjednodušenia pri ďalších hydrogeologických hodnoteniach. Z hľadiska analogických obehových charakteristík podzemnej vody vyčleňujeme v hydrogeologických rajónoch na území pohoria Žiar celkovo 6 základných hydrogeologických komplexov, odlišujúcich sa navzájom spôsobom infiltrácie, sústredenia a odtoku podzemnej vody. Sú to:

- A. hydrogeologický komplex masívu,
- B. krasovo-puklinový komplex,
- C. hydrogeologický komplex regionálnych izolátorov,
- D. hydrogeologický komplex sedimentov panvy,
- E. hydrogeologický komplex neovulkanitov,
- F. hydrogeologický komplex sedimentov kvartéru.

V rámci detailnejšieho členenia v užšej nadväznosti na vyčlenené litostratigrafické jednotky geologickej stavby skúmaného územia, ale s prihliadnutím na podobnosti, resp. rozdielnosti v základných hydro-

Tab. 5.1.1. Prehľad základných štatistických charakteristík prameňov hydrogeologických celkov v študovanom území.

	Hydrogeologický celok	Symbol	Celý názov	Typ priepust.	Plocha (km ²)	Počet pram.	Počet pram. na km ²	Q suma (l . s ⁻¹)	Q max (l . s ⁻¹)	Q min (l . s ⁻¹)	Q priem (l . s ⁻¹)	q z pram. (l . s ⁻¹ . km ⁻²)
Kvartér	aluválne sedimenty	fQH fQP	fluviálne nivné sedimenty a fluviálne sedimenty riečnych terás	medzizm.	5,68	21	3,7	1,7	0,2	0,01	0,08	0,3
	deluviálne sedimenty	dQ	polygenetické svahové hliny, flovité až kamenité	medzizm.	12,02	41	3,4	4,9	0,49	0,02	0,12	0,7
	proluviálne sedimenty	pQ	proluviálne sedimenty horských tokov, zahlienené štrkopiesky	medzizm.	0,71	9	12,7	1,1	0,4	0,03	0,12	1,9
vulkanity	N ^V	lávové prúdy pyroxénických andezitov, intrúzie dioritového porfyru, pyroklast. brekcie, aglomeráty a tufy andezitov	puklinová	ef = 0,88 in = 2,27 t = 0,71	69	17,9	59 18,44 *	40,56	0,015	0,85 0,26	18,6 4,8 *	
Hornomitrán. kotlina	striedanie pieskov a flov	N ^{LE}	lelovské súvrstvie: štrky, piesky, íly, škvrité, za mokra plastické íly, miestami piesčité íly a piesky, ojedinele vločky štrkov (kremencec)	medzizm.	1,73	3	1,7	1,5	1,45	0,02	0,5	0,88
Neogén	striedanie pieskov a flov, prevaha flov	N ^{PR}	pravnianske vrstvy: svetlosivé vápnité íly (silty), polohy pieskov a lavice sladkovodných vápencov, bohatá fauna molísk, odtlačky	izolátor	0,06	0	0					
Turčianska kotlina	hlinité a piesčité štrky	N ^A	konglomeráty a pieskovce (sčasti rozpadavé), materiál prevažne karbonatický, z materiálu karbonat. hornín (abramovské vrstvy) – piesky a štrky s polohami flov (síťov)	medzizm.	0,02	0	0					
Paleogén	pieskovce	PG ^{BP}	pieskovcové vrstvy bielopotoc. typu	puklinová	5,69	4	0,7	0,53	0,25	0,05	0,13	0,1
	ílovce	PG ^{HZ}	hutianske a zuberecké súvrstvie: polohy flyšového charakteru, okrajové (terchovské) súvrstvie: ílovce, sporadicky brekcie	izolátor	HZ = 1,34 TE = 1,12	11	4,4	1,3	0,32	0,025	0,11	0,5
	paleogénne bazálne zlepence	PG ^{TE}	bazálne polymiktné a dolomitové brekcie a zlepenec, organodetrítické vápence (borovské súvrstvie)	puklinová	1,02	3	2,9	0,55	0,3	0,1	0,12	0,5
ráztočnianska sukcesia	karbonátové horniny stredného a vrchného triasu	T2 ^{HR} T2 ^{HR}	guttensteinské vápence, ramsauské a hlavné dolomity, reiflinské vápence (stredný trias)	krasovo-puklinová	vT2HR = 0,95 dT23HR = 6,4	17	2,3	20,6	12,1	0,01	1,2	2,8
mojtínsko-harmanecká sukcesia	striedanie pieskovcov a bridlic	T3 ^{HM}	sivé ílovce a pieskovce (lunzské vrstvy)	izolátor	0,16	0	0					
	karbonátové horniny stredného a vrchného triasu	T2 ^{HM} T2 ^{HM}	guttensteinské vápence, ramsauské a hlavné dolomity, reiflinské vápence, wetterstein. vápence (str. až vrch. trias)	krasovo-puklinová	dT23HM = 15,8 vT2HM = 2,7	90	4,8	69	8,0	0,045	0,76	3,7

Tab. 5.1.1 – pokračovanie.

Fatríkum	slienité vápence	J3 – K2 ^{FZ}	sliene, slietňovce (košcielske a porubské súvrstvie – berias – barém)	puklinová	slvJ – K2FZ =		102	4	39,6	6,1	0,01	0,38	1,6
					18,7	25,7							
zliechovská sukcesia	pestré vápence jury	T3 – J ^{FZ}	organogénne vápen., slietňovce, bridlice (fatranské vrstvy – réť), sivozelené (kopienecké vrst.), škvrnité slienité vápence a sliene a krem. škvrn. vápence („krem. fleckenmer.“ – malin), rádiolár.	puklinová	pvJFZ=7,0		8	7,6	2,4	2	0,01	0,3	2,3
			fatraT3KP = 1,05										
ráztočnianska sukcesia	sriedenie pieskovcov a bridlice a keuperské bridlice	T3 ^{FZ}	sivé flovice a pieskovce (lunzské vrstvy), fľovité bridlice, pieskovce, dolomity (karpat. keuper – norik)	izolátor	keupT3FZ = 4,4 lunzT3FZ = 0,2		23	5	2,55	0,5		0,1	0,6
	karbonátové horniny stredného a vrchného triasu	T23 ^{FZ} T2 ^{FZ}	gutensteinské vápence, ramsauské dolomity a rauvaky krížňanského príkrovu stredného a vrchného triasu	krasovo-puklinová	dT23FZ = 11,39 vT2FZ = 3,48 rT2FZ = 0,22		48	3,2	157,2	62,86	0,01	3,3	5,5
	slienité vápence	K12 ^{TR}	vápňité pieskovce, zlepenca (porubské súvrstvie)	puklinová	0,035		0	0					
	pestré vápence	J ^{TR}	krinoidové vápence, hľuznaté vápence so svetl. rohovcami, rádiolár. vápence	puklinová	0,39		0	0					
	keuperské bridlice	T3 ^{TR}	pestrofarebné bridlice, keuper, tatrikum	izolátor	0,081		0	0					
	karbonátové horniny stredného a vrchného triasu	T23 ^{TR} T2 ^{TR}	gutenstein. vápence, ramsauské a hlavné dolomity, tatrikum sred. a vrch. triasu	krasovo-puklinová	dT23TR = 0,13 vT2TR = 0,22		4	11,4	0,06	0,03	0,01	0,02	0,3
	slienité vápence	K12 ^{TZ}	slienité vápence s rohovcami (lučiv-nianske súvrs.), fľov.-piesč. bridlice a konglomeráty (porubské súvrs.)	puklinová	2,65		10	3,8	3,8	1,5	0,025	0,4	1,4
	pestré vápence	J ^{TZ}	allgäuske vrst. a krem. fleckenmergel, pestré vápence (trienenské súvrs.), kremíté a rádiolár. vápence a rádiolary	puklinová	2,36		13	5,5	4,12	1,2	0,03	0,3	1,7
žiarska sukcesia	keuperské bridlice	T3 ^{TZ}	pestrofareb. bridlice, keuper, tatrikum	izolátor	0,94		1	1,1	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
	karbonátové horniny stredného a vrchného triasu	T23 ^{TZ} T2 ^{TZ}	gutensteinské vápence, ramsauské dolomity, tatrikum sred. a vrch. triasu	krasovo-puklinová	dT23TŽ = 3,8 vT2TŽ = 1,8		33	5,6	22,42	7,5	0,02	0,7	5,4
	bridlice spodného triasu	T1 ^{TZ}	piesčito-fľovité bridlice, verfénske súvrstvie, tatrikum	izolátor	0,71		1	1,4	0,22	0,22	0,22	0,22	0,3
	kremence spodného triasu	T1 ^{TZ}	kremence až kremenné zlepenca, kremenné pieskovce, lúžňanské	puklinová	3,03		12	4	1,61	0,3		0,13	0,5
kryštalínikum	staršie paleozoikum	m	biotické pararuly	puklinová	1,16		7	6	0,9	0,3	0,02	0,13	0,8
	staršie paleozoikum	g	pegmatity, hybridné biotiti. a strednozr. biotické granodiority (žiarsky typ), hrubozr. porfýr. granity – granodiority	puklinová	62,54		685	11	81,6	1,2	0,01	0,12	1,3
				Spolu	185,64		1215		476,6	62,86	0,01	0,6	3,4

Pozn. k tab. 5.1.1: Symbol jednotlivých litologických typov schematicky znázorňuje chronostratigrafiu a litologické zloženie. Písmená v ľavej časti vyjadrujú pri kvartérnych sedimentoch faciálny typ (f – fluvial, p – proluviál, d – deluviál) a pri ostatných horninách je litologické zloženie opísané v hydrogeologickom celku a na mape je zobrazená typom šrafy. Veľké písmeno v strede symbolu vyjadruje príslušnosť k chronostratigrafickému útvaru (Q – kvartér, N – neogén, PG – paleogén, K – krieda, J – jura, T – trias). Paleozoikum zastupujú ruly (m) a granitoidy (g). Na pravej časti symbolu veľké písmená (horný index) znázorňujú príslušnosť súvrstvia k príkrovu, genetickému typu, resp. súvrstviu (V – vulkanity, PR – pravnianske vrstvy, LE – lelovské súvrstvie, A – abramovské vrstvy (budišské súvrstvie), BP – bielopotocké pieskovce, HZ – hutianske a zuberecké súvrstvie, TE – terchovské súvrstvie, BO – borovské súvrstvie, HR – ráztočnianska sukcesia hronika, HM – mojtínsko-harmanecká sukcesia hronika, FZ – zliechovská sukcesia fatrika, TR – ráztočnianska sukcesia tatrika, TŽ – žiarska sukcesia tatrika). Uvedené označenie litostratigrafických typov sa nachádza aj na hydrogeologickej a hydrogeochemickej mape v prílohách 1 a 2.

(*) prepočítaná hodnota bez zarátania výtoku z „Bralského“ tunela $40,56 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$; **q z prameňov** – merný odtok podzemnej vody z prameňov.

geologických charakteristikách, s ohľadom na plošné zastúpenie a hydraulické charakteristiky vyčleňujeme v území jednotlivé hydrogeologické celky. Ak je to možné, hydrogeologické celky detailnejšie rozčleňujeme na individuálne hydrogeologické štruktúry, ako je to v prípade hydrogeologického komplexu karbonátov stredného a vrchného triasu. K individuálnym hydrogeologickým komplexom priradujeme:

A. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX MASÍVU:

a) hydrogeologický celok hornín staršieho paleozoika (kryštalikum – pegmatity, dvojsľudové a biotitické granity a granodiority – žiarsky typ, hrubozrnné porfýrické granity a granodiority a biotitické pararuly);

b) hydrogeologický celok spodného triasu (kremence až kremenné zlepence, kremenné pieskovce lúžňanského súvrstvia tatrika);

c) hydrogeologický celok pestrých vápencov:

tatrika – žiarska sukcesia – kopienecké vrstvy, trlenské súvrstvie, hierlatzké vápence, allgäuské vrstvy, kremitý fleckenmergel a kremité vápence, rádioláριοvé vápence a rádiolarity,
– ráztočnianska sukcesia – krinoidové vápence s rohovcami a červené krinoidové a hľuznaté vápence,

fatrika (zliechovská sukcesia) – fatranské vrstvy, allgäuské vrstvy, kremitý fleckenmergel, kopienecké vrstvy, rádiolarity a hľuznaté vápence;

d) hydrogeologický celok slienitých vápencov tatrika (žiarska a ráztočnianska sukcesia; lučivnianske súvrstvie a porubské súvrstvie) **a fatrika** – košcielske a porubské súvrstvie;

e) hydrogeologický celok deluviálnych sedimentov.

Komplex budujú spevnené horniny bez významnejších súvislých hydrogeologických kolektorov vrstvomého typu s obehom podzemnej vody sústredeným prevažne do pripovrchovej zóny a do puklinových zón. Schopnosť sústredeného odvodnenia prostredníctvom prameňov je nízka, a preto možnosť ich vodohospodárskeho využitia je obmedzená väčšinou na individuálne lokálne potreby.

B. KRASOVO-PUKLINOVÝ HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX:

– **hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika** – podzemná voda cirkuluje v jednotlivých tektonických jednotkách v rámci rôznych hydrogeologických štruktúr a jej obeh a režim sa hodnotí v každej tektonickej jednotke zvlášť:

– **tektonická jednotka tatrika (žiarska a ráztočnianska sukcesia),**

– **tektonická jednotka fatrika (zliechovská sukcesia),**

– **tektonická jednotka hronika (mojtínsko-harmanecká a ráztočnianska sukcesia).**

Vodohospodársky zaujímavé využiteľné množstvo podzemnej vody sa viaže na karbonátové hydrogeologické štruktúry. Karbonátový hydrogeologický celok sa vyznačuje vysokou schopnosťou sústredeného odvodnenia prostredníctvom prameňov a hydrogeologických vrtov. Karbonátové horniny drénujú priľahlé horninové prostredie hydrogeologického masívu a spôsobujú sústredenú odvodnenie týchto hornín.

C. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX REGIONÁLNYCH IZOLÁTOROV:

– **hydrogeologický celok verfénskych bridlíc tatrika,**

– **hydrogeologický celok keuperských bridlíc tatrika a fatrika,**

– **hydrogeologický celok sivých ílovcov a pieskocov lunzských vrstiev fatrika a hronika.**

Tieto horniny môžu vytvárať plyšší obeh podzemnej vody v pripovrchovej rozrušenej zóne, no ich celkový charakter ich zaraďuje medzi izolátory. Majú význam pri obehú a režime podzemnej vody

v hydrogeologických celkoch a štruktúrach. Regionálne izolátory pôsobia ako usmerňovač cirkulácie podzemnej vody najmä v triasových karbonátoch. Na ich styku vyviera podzemná voda vo forme vrstvomých prameňov.

D. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX SEDIMENTOV PANVY:

- hydrogeologický celok ílovcov paleogénneho okrajového (terchovského) súvrstvia,
- hydrogeologický celok flyšového charakteru hutianskeho a zubereckého súvrstvia (paleogén),
- hydrogeologický celok paleogénnych bazálnych zlepcov (borovského súvrstvia),
- hydrogeologický celok pieskovcových vrstiev bielopotockého typu,
- hydrogeologický celok konglomerátov a pieskovcov abramovských vrstiev,
- hydrogeologický celok štrkov a pieskov lelovského súvrstvia,
- hydrogeologický celok svetlosivých vápнитých ílov pravnianskych vrstiev.

Komplex zahŕňa paleogénne a neogénne sedimenty vystupujúce po okrajoch pohoria v Turčianskej a Hornonitrianskej kotline. Vyznačuje sa veľkou variabilitou litologického zloženia. Na ich prietoknosť vplýva zlomová tektonika v okrajovej zóne, ako aj pozícia oproti priepustnejším súvrstviam pohoria.

E. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX NEOVULKANITOV:

- hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov Kremnických vrchov – pyroklastiká, lávové prúdy a intrúzie.

Komplex neovulkanitov vystupuje v južnej časti územia. Prúdenie podzemnej vody v tomto komplexe prebieha v pripovrchovej zóne. Charakter prúdenia je kombinovaný. Medzizrnové prúdenie sa uplatňuje prevažne v prípade vulkanoklastík, puklinové v prípade lávových prúdov a intrúzií. Hlbší obeh sa sústreďuje v tektonických líniách, ako je napríklad kontakt s mezozoikom v prípade „Bralského“ tunela.

F. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX SEDIMENTOV KVARTÉRU:

- hydrogeologický celok aluviálnych sedimentov,
- hydrogeologický celok proluviálnych sedimentov.

Spomedzi sedimentov kvartéru sú najdôležitejšie fluviálne náplavy. Veľká heterogenita zrnitostného zloženia, malá hrúbka náplavov, ako aj malá šírka aluviálnych nív a v súčasnosti aj znečistenie podzemnej vody spôsobuje, že z vodohospodárskeho hľadiska majú tieto sedimenty malý význam. Deluviálne sedimenty majú menší plošný rozsah, aj ich hrúbka je malá. V spojení s komplexom hydrogeologického masívu majú z vodohospodárskeho hľadiska len lokálny význam.

Podrobnejšia charakteristika hydraulických vlastností jednotlivých hydrogeologických komplexov, prípadne v rámci nich vyčlenených hydrogeologických celkov, je spracovaná v nasledujúcej časti. Pri tomto hodnotení sme sa opierali najmä o hodnoty merného odtoku získané na základe vlastných aj archivovaných prác. Počet hydrogeologických vrtov v hodnotenom území je nízky a hydrogeologickými vrtmi sa testovalo najmä karbonátové a kvartérne horninové prostredie. Pri hodnotení hydraulických vlastností hydrogeologických komplexov a celkov vychádzame aj z priemerných hodnôt jednotlivých charakteristík zistených v rámci hodnoteného súboru dokumentovaných prameňov. Prehľadné spracovanie jednorazovo meraných prameňov je v tab. 5.1.1 a v prílohe 3.

HYDRAULICKÉ VLASTNOSTI HORNÍN

A. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX MASÍVU

a) Hydrogeologický celok hornín staršieho paleozoika (kryštalinikum a biotitické pararuly)

Horniny kryštalinika (granitoidov a rúl) vystupujú v hodnotenom území na ploche 63,7 km² (62,54 km² granitoidy, 1,16 km² metamorfity), čo predstavuje 34,3 % plochy celého hodnoteného územia.

Kryštalinikum v študovanom území tvoria tri typy granitoidov, aplity a metamorfity, ktoré sú v rámci tejto úlohy vyhodnotené spolu. Pre kryštalinikum je typické množstvo málo výdatných prameňov a plytká cirkulácia podzemnej vody v pripovrchovej zóne horninového masívu, prípadne hlbšia

circulácia podzemnej vody v okolí tektonických línií. Špecifické podmienky tektonického vývoja v masíve granodioritov nám umožňujú v súvislosti s priepustnosťou uvažovať o určitej zonálnosti. V silne zvetranej povrchovej zóne do hĺbky asi 10 – 15 m sa kombinuje medzizrnová a puklinová priepustnosť. Hrúbka kvartérneho elúvia vo vrte RAO-4 (príloha 5; dok. č. 8), ktorý bol situovaný na hrebeni (lokalita Štyri chotáre), dosahovala 4 m, zóna intenzívneho zvetrania granitov do 12 m (Kováčik et al., 2001). Do hĺbky zhruba 40 – 50 m je zóna zvýšeného rozpukania ako dôsledok odľahčenia a tektonického porušenia masívu, v ktorej sa uplatňuje puklinová priepustnosť. Hlbšie sa môžu hydrogeologicky prejavovať iba pukliny zlomových porúch s líniovou orientáciou a podľa Poláka (1997) nemožno vylúčiť ani porušenie so subhorizontálnou orientáciou v dôsledku presunu blokov. Hydrogeologické vlastnosti kôry zvetrávania granitov Žiaru sú ovplyvnené tak tektonikou, ako aj procesmi a produktmi zvetrávania. Výdatnosť väčšiny prameňov je minimálna, pričom pramene s relatívne vyššou výdatnosťou vystupujú vo vrcholových častiach pohoria. Priepustnosť najmä v zóne intenzívneho zvetrávania znižujú produkty zvetrávania živcov, zvlášť v oblasti zachovaných starých erozívnych povrchov, resp. v oblastiach málo postihnutých mladšími erozívno-denudačnými procesmi. To spôsobuje lokálne zmeny v podmienkach infiltrácie a odtoku podzemnej vody.

Územie budované kryštalinikom má z hydrogeologického hľadiska veľký význam ako infiltračná oblasť vody prestupujúcej do kotliny vzhľadom na svoju rozlohu a schopnosť zadržiavať zrážkovú vodu vo zvetraninovom plášti po určitú časť roka.

Hodnotenie tohto hydrogeologického celku sa v predchádzajúcich prácach opieralo o údaje z prameňov Hydrofondu SHMÚ, záznamy o výdatnosti a čerpanom množstve zachytených prameňov, meraní prietoku a analogické hodnotenie hydraulických vlastností kryštalinika v iných pohoriach.

Bubeník et al. (1976) poukazujú na nepriaznivé odtokové pomery kryštalinika Malej Magury a Žiaru v bezzrážkových obdobiach na základe hodnôt merného odtoku z meraní prietoku. Tieto hodnoty do určitej miery skresľujú skutočný obraz o odtokových pomeroch územia, pretože boli namerané v období vyprázdnenia zásob podzemnej vody v komplexe a blížila sa k hodnotám minimálneho merného odtoku, resp. predstavujú hodnotu priemerného merného podzemného odtoku. V povodiach budovaných prevažne granitoidnými horninami udávajú autori hodnotu merného odtoku $3,0 - 4,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Obzvlášť nízka hodnota, $1,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (povodie budované prevažne hrubozrnnými porfýrickými granitoidmi), sa zistila v kryštaliniku Žiaru v Rysnej doline. V povodiach budovaných kryštalickými bridlicami udávajú hodnoty $1,9 - 2,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Podľa *Základnej hydrogeologickej mapy ČSSR* (mierka M 1 : 200 000), ktorú zostavil Kullman (1988), list 36 Banská Bystrica, je stupeň prietočnosti celého komplexu granitoidov nízky (koeficient prietočnosti $T < 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Na *Hydrogeologickej mape regiónu Horná Nitra v mierke 1 : 50 000* Franko et al. (1993) charakterizovali celok granitov a granitoidov a ich elúvií na základe priemerných hodnôt merného odtoku podzemnej vody z povodia Chvojnického potoka – Malá Magura (časť povodia tvoria horniny mezozoika). Priemerná hodnota merného podzemného odtoku bola $4,94 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (údaje za obdobie 1978 – 1984, priemer z metód podľa Killeho, Fostera a Castanyho). Zvodnený kolektor granitoidov Žiaru na hydrogeologickej mape zaradili do intervalu $3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Na mape charakterizovali časť povodia Rysného potoka a lokalitu Štyri chotáre – Opálený vrch hodnotou $1,5 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, ale bližšie to v texte nevyšvetľujú. Na dvoch vrtoch v Temeši a Dobročnej (Malá Magura) boli v tomto kolektore (granitoidy) stanovené hodnoty koeficientu prietočnosti $T = 1,06 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, resp. $5,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Kryštalické bridlice a rozličné typy rúl sú v porovnaní s granitoidmi menej priepustné, čo preukázali aj dva vrty vo Chvojnickej doline (Malá Magura). Vrt S1 bol negatívny, vrt S2 hlboký 62 m s mernou výdatnosťou $0,00281 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Procesy mechanického a chemického zvetrávania majú menšiu intenzitu a zóna zvetrávania dosahuje menšiu hĺbku na komplexe matamorfitov. Na základe celkového hodnotenia metamorfitov, údajov merného podzemného odtoku regionálneho charakteru a analógie priradili Franko et al. (1993) ku komplexu metamorfitov priemernú hodnotu podzemného odtoku v hraniciach $1,5 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Na doplnenie treba ešte spomenúť, že Vandrová et al. (1999) priradili ku granitoidom $q = 3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Vyčlenenie však vychádzalo z merania prietoku na tektonicky predisponovanej zóne na kontakte s karbonatickými horninami mezozoika.

Helma in Kováčik et al. (2001) podrobne rozoberajú hydraulické parametre spomínaných granitoidov, pričom pri hodnotení sa opierajú o vlastné merania prietoku a mapovacie práce v centrálnej a južnej časti kryštalinika Žiaru. Prietocnosť a priepustnosť granitoidov Žiaru je pomerne nízka a je zdokumentovaná výsledkami čerpacích a stúpacích skúšok vo vrte RAO-4, resp. hodnotami prietoku získaných jeho meraním.

Vrt RAO-4 je jediný hydrogeologický vrt, ktorého celý profil prechádzal hrubozrnnými porfýrickými granitmi až granodioritmi a realizovali sa v ňom hydrodynamické skúšky. Odhady hodnôt koeficientu prietocnosti zo stúpacích skúšok vo vrte RAO-4 ($1,18 \cdot 10^{-5} - 3,55 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) sú zatiaľ jediné presnejšie stanovené hodnoty koeficientov prietocnosti granitoidov v študovanom území. Celý vrt bol vyhlbený v hrubozrnných porfýrických granitoch až granodioritoch. V zmysle *Metodiky zostavovania základných hydrogeologických máp* (Malík a Jetel, 1994, in Kováčik et al., 2001) zaradili autori tieto horniny do 6. skupiny 8-stupňového rozdelenia prietocnosti od najvyšších hodnôt po najnižšie.

V snahe charakterizovať študované územie podľa skromných hydrogeologických údajov sa Helma in Kováčik et al. (2001) pokúsil stanoviť odhady merného odtoku podzemnej vody na základe zdokumentovaných prameňov ($4,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), ako aj na základe monitorovania prietoku na vybraných potokoch ($5,83 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). V bezrážkovom letnom období udáva odhad merného odtoku podzemnej vody $2,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Z podrobnej práce vyplýva aj bezvýznamný rozdiel medzi dvomi typmi granitoidov z hľadiska merného odtoku podzemnej vody.

Určítym prejavom hydrogeologických pomerov územia je počet, poloha, typ a výdatnosť prameňov. Na území budovanom horninami kryštalinika sme v rámci tohto projektu podrobným mapovaním územia zdokumentovali 691 prameňov a merali prietok na povrchových tokoch v 12 profiloch. Mapovanie prebiehalo v rokoch 2001 až 2004 a časť tvorili aj prevzaté údaje o prameňoch z mapovania v roku 1999.

Väčšina prameňov (asi 88 %) má charakter sutinových, resp. sutinovo-puklinových prameňov (tab. 5.1.2a). Kritériom zaradenia prameňa do puklinového, resp. sutinového typu bola okrem iného teplota vody, ktorá bola v sutinových prameňoch v letných mesiacoch obvykle vyššia. Masív sa odvodňuje prevažne rozptýlene v plošných výveroch s priemerom od 1 do 10 až 15 m alebo v malých bodových prameňoch s nestálou výdatnosťou. Plošný tvar výveru bol zdokumentovaný asi v 40 % prameňov kryštalinika.

Tab. 5.1.2a. Rozdelenie prameňov hydrogeologického celku staršieho paleozoika podľa typu prameňa a tvaru výveru.

Typ prameňa	Počet	%	Tvar výveru	Počet	%
Sutinový	413	59,77	plošný	272	39,36
Sutinovo-puklinový	195	28,22	bodový	197	28,51
Puklinový	60	8,68	lineárne korytový	149	21,56
Sutinovo-vrstvový	3	0,43	lineárne vrstevnicový	16	2,32
Vrstvový	1	0,14	nedefinovaný	57	8,25
Nedefinovaný	19	2,75	-----	-----	-----
Spolu	691	100,00		691	100,00

Výdatnosť prameňov kolíše od $0,01$ do $1,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (prameň č. 408 pri hrebeni v lokalite Štyri chotáre) (tab. 5.1.2b, c). Viac ako 63 % zdokumentovaných prameňov má výdatnosť do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a zhruba 86 % prameňov do $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Treba pripomenúť, že ide o zdokumentované pramene, ale pri podrobnom mapovaní v granitoidoch pohoria Žiar sa zaznamenalo asi 420 ďalších výverov bez dokumentačného čísla s výdatnosťou do $0,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. To len dokrešľuje obraz o počte a výdatnosti prameňov v granitoidoch, ktoré sa odvodňujú nesústredene vo veľkom počte málo výdatných prameňov. Potvrzuje to plytkú cirkuláciu zväčša v elúviu a delúviu, ktoré pokrýva granitoidy. Merná elektrická vodivosť prameňov sa pohybovala v intervale $35 - 339 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ s priemernou hodnotou $134,6 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (tab. 5.1.2c). Vyššie hodnoty vodivosti sa vyskytujú na okraji kryštalinika, najmä na západnej strane v prípade prameňov s malou výdatnosťou. Môže to byť spôsobené dlhším obehom v deluviálnom plášti, ako aj znečistením z chát napríklad v oblasti Čausianskych lazov. Najnižšie hodnoty mernej elektrickej vodivosti sa pohybovali v povodí potoka Veľká Jasenica (pravdepodobne z dôvodu zrážok

v čase mapovania tejto oblasti). Teplota vody je ovplyvnená plytkým obehom a vyššia teplota je spôsobená tiež malým prietokom, kde voda je ohriata na teplotu okolitého prostredia, najmä v prípade plošných výverov.

Tab. 5.1.2b. Rozdelenie prameňov hydrogeologického celku staršieho paleozoika podľa výdatnosti.

Výdatnosť ($l \cdot s^{-1}$)	Počet	Kumulatívny počet	Kumulatívne %
0 – 0,1	441	441	63,82
0,1 – 0,2	593	152	85,82
0,2 – 0,3	653	60	94,50
0,3 – 0,4	672	19	97,25
0,4 – 0,5	682	10	98,70
0,5 – 1,0	690	8	99,86
> 1,0	691	1	100,00
Spolu	691	691	100,00
Nezdokumentované pramene < 0,02	420	-----	-----

Tab. 5.1.2c. Základné charakteristiky prameňov hydrogeologického celku staršieho paleozoika.

	Max.	Min.	Priem.	Modus	Medián
Q ($l \cdot s^{-1}$)	1,2	0,01	0,12	0,05	0,08
Merná elektrická vodivosť ($\mu S \cdot cm^{-1}$)	339	35	134,3	135	133
T vody ($^{\circ}C$)	20,3	4,8	9,94	9	9,30

Biotitické pararuly sa vyskytujú v j. časti kryštalinika pohoria Žiar a v porovnaní s granitoidmi sú relatívne menej priepustné. Podľa Franka et al. (1993), ktorí hodnotili územie Žiaru, Malej Magury a Suchého, pramene v celku kryštalických bridlíc a rúl dosahujú výdatnosť do $0,1 l \cdot s^{-1}$ a v suchých obdobiach zanikajú.

Vzhľadom na to, že plocha rúl na území Žiaru je pomerne malá ($1,16 km^2$), tento litologický celok nebol skúmaný samostatne a zaradujeme ho spolu s granitoidmi Žiaru do tej istej triedy podľa merného odtoku podzemnej vody.

Prietok na povrchových tokoch sa v kryštaliniku meral na okraji pohoria, pred vstupom do inej geologickej jednotky. Merania sa uskutočnili po dlhšom bezrýchlovom období v priebehu troch po sebe nasledujúcich dní. Meranie prietoku prebiehalo v dvoch obdobiach (3. – 5. augusta 2004 a 10. – 12. septembra 2004) na tých istých profiloch.

Nemáme dostatok režimových pozorovaní prietoku na tokoch v granitoidoch za dlhšie časové obdobie. V blízkosti sa však nachádza vodomerná stanica na vodárenskom toku Vyšehradný potok (Solka 6 515), na ktorej sa meralo do roku 1999. Počas merania prietoku sa meralo aj na tomto profile. Podľa čiaru prekročenia prietoku z denných meraní v hydrologických rokoch 1985 – 1999 na Vyšehradnom potoku prebiehali hydrometrovacie práce v čase podpriemerných až minimálnych stavov potokov v skúmanej oblasti (obr. 4.1.1), keď sa predpokladalo vyčerpanie zásob podzemnej vody. Povodie vodárenského toku Vyšehradný potok po meraní profil (Solka č. 6 515 a v rámci tejto práce meraní ako profil P-22) tvoria najmä horniny mezozoika. Na svojom hornom toku má dva zachytené pramene s priemernou sumárnou výdatnosťou $63,8 l \cdot s^{-1}$ (prameň Vyšehradné $Q_{priem (1983 - 2003)} = 59,67 l \cdot s^{-1}$; prameň pri chate OSP $Q_{priem (1983 - 2003)} = 4,19 l \cdot s^{-1}$). Rôzne geologické prostredie a odber z týchto prameňov môžu mať vplyv na rozdielne vyčerpanie podzemnej vody a nepresnosť pri zostavovaní čiaru prekročenia, ale podávajú aspoň určitý obraz o odtokových pomeroch v čase expedičných meraní prietoku na povrchových tokoch v kryštaliniku Žiaru.

Hodnoty prietoku na povrchových tokoch na území granitoidov (hydrogeologického celku staršieho paleozoika), plochy povodí prislúchajúce k meraným profilom a celkový merný odtok uvádzajú nasledujúce tabuľky 5.1.3a, b. Situovanie profilov je na obrázku 5.1.1.

Na základe tohto expedičného merania prietoku môžeme porovnať jednotlivé povodia v rámci pohoria a taktiež v rámci granitoidov. Najvyšší merný odtok má povodie Bieleho (Hájskeho) potoka. Naopak, najnižší merný odtok z povodia bol pri Brezianskom potoku (profil č. P-27) a Lehotskom potoku

(profil č. P-24, resp. P-24/A), ktorého povodie na severe susedí so sedimentmi mezozoika. Za predpokladu rovnakých odtokových podmienok má východná strana vyšší merný podzemný odtok ako západná strana. Môže to byť spôsobené nižším sklonom terénu a tým aj dlhším zdržaním vody v eluviálnom plášti.

Priemerné hodnoty merného odtoku (priemer všetkých profilov v kryštaliniku) v prvom období boli $3,87 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ z rozptatia $0,87 - 6,48 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. V druhom období boli priemerné hodnoty merného odtoku (priemer profilov v kryštaliniku) $2,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (interval $0,21 - 4,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) (tab. 5.1.3a, b).

Tab. 5.1.3a. Meranie prietoku na povrchových tokoch v prvej sérii – august 2004.

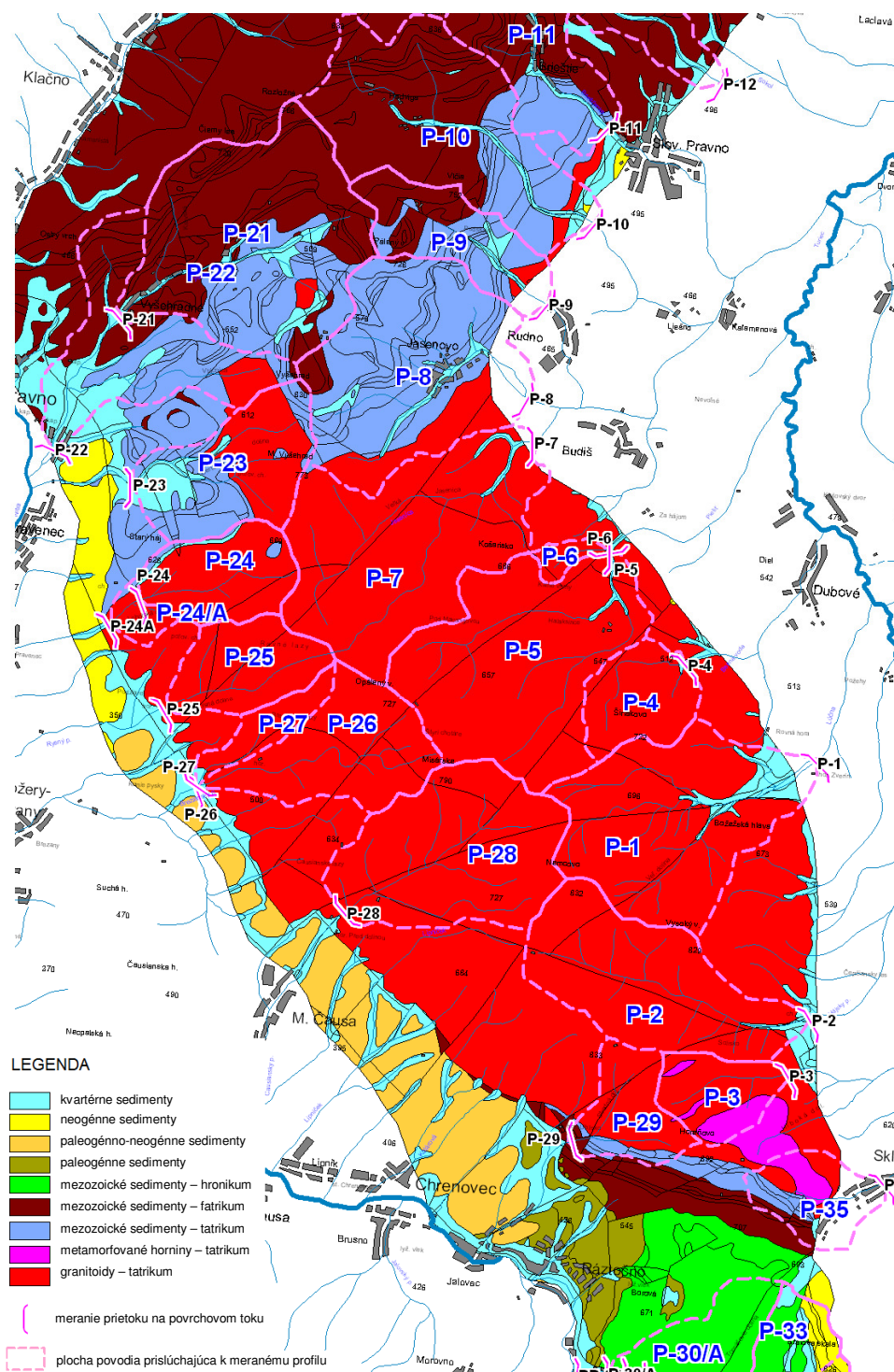
Profil	Dátum	Hodina	Q ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	P (km^2)	q ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)	Povodie/potok	EC ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)	Tvzd ($^{\circ}\text{C}$)	Tvoda ($^{\circ}\text{C}$)	Meral
P-1	3. 8. 2004	9.00	34,89	6,45	5,41	Lúčna	137,1	20	13,7	Černák, Hovanec
P-2	3. 8. 2004	10.00	33,34	5,15	6,48	Hájsky (Biely)	140,1	20	12,1	Černák, Hovanec
P-3	3. 8. 2004	10.30	10,03	1,58	6,35	Motnikerov	127,8	18,5	12,1	Černák, Hovanec
P-4	3. 8. 2004	11.30	9,58	1,88	5,08	Besná voda	162,5	20	13,4	Černák, Hovanec
P-5	3. 8. 2004	12.30	38,74	7,28	5,32	Piešť	149	20,2	14,4	Černák, Hovanec
P-6	3. 8. 2004	12.40	0,88	0,32	2,71	Piešť	158	20,2	16,7	Černák, Hovanec
P-7	3. 8. 2004	13.30	24,76	7,49	3,30	Jasenica	140,4	21	14,9	Černák, Hovanec
P-24	4. 8. 2004	16.50	3,74	2,28	1,64	Lehotský	185,3	26,5	16,3	Černák, Hovanec
P-25	5. 8. 2004	10.00	7,58	2,15	3,52	Rysný	168,8	25	15,9	Černák, Hovanec
P-26	5. 8. 2004	11.00	13,00	4,24	3,07	Breziansky	188,6	25	15,3	Černák, Hovanec
P-27	5. 8. 2004	11.00	0,77	0,88	0,87	Breziansky				Černák, Hovanec
P-28	5. 8. 2004	11.30	22,45	5,58	4,02	Čausiansky	180,2	25	15,5	Černák, Hovanec
Spolu			199,76	45,30						
Max.			38,74		6,48					
Min.			0,77		0,87					
Priemer					3,98					

Tab. 5.1.3b. Meranie prietoku na povrchových tokoch v druhej sérii – september 2004.

Profil	Dátum	Hodina	Q ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	P (km^2)	q ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)	Povodie/potok	EC ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)	Tvzd. ($^{\circ}\text{C}$)	Tvoda ($^{\circ}\text{C}$)	Meral
P-1	10. 9. 2004	10.50	18,27	6,45	2,83	Lúčna	142	12	9,4	Černák, Michalko
P-2	10. 9. 2004	10.50	23,16	5,15	4,50	Hájsky (Biely)	148	15	7,9	Černák, Michalko
P-3	10. 9. 2004	11.15	5,26	1,58	3,33	Motnikerov	131	14,5	8,2	Černák, Michalko
P-4	10. 9. 2004	12.40	6,72	1,88	3,57	Besná voda	167,7	13	9	Černák, Michalko
P-5	10. 9. 2004	14.20	23,93	7,28	3,29	Piešť	156,1	15	10,6	Černák, Michalko
P-6	10. 9. 2004	14.00	0,66	0,32	2,03	Piešť	164,8	15	10	Černák, Michalko
P-7	10. 9. 2004	15.00	15,51	7,49	2,07	Jasenica	147	17	10,5	Černák, Michalko
P-24/A	11. 9. 2004	16.30	1,78	2,72	0,66	Lehotský	197,4	20,6	12,6	Černák, Čišovský
P-25	11. 9. 2004	17.30	1,59	2,15	0,74	Rysný	172,1	14,1	12,5	Černák, Čišovský
P-26	12. 9. 2004	11.20	8,12	4,24	1,91	Breziansky	203	14	12,3	Černák, Čišovský
P-27	12. 9. 2004	12.15	0,19	0,88	0,21	Breziansky	182,3	20	12,5	Černák, Čišovský
P-28	12. 9. 2004	12.45	12,08	5,58	2,16	Čausiansky	195,3	20	11,4	Černák, Čišovský
Spolu			117,27	45,73						
Max.			23,93		4,50					
Min.			0,19		0,21					
Priemer					2,28					

Priemerný merný odtok na povrchových tokoch meraný v druhom období približne zodpovedá priemernému mernému podzemnému odtoku z granitoidov kryštalinika Žiaru podľa Dovinu et al. (1985) ($q = 1 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ – metóda Killeho).

Na základe toho charakterizujeme hydraulické vlastnosti hydrogeologického celku staršieho paleozoika (kryštalinikum a biotitické pararuly) podľa priemerného merného podzemného odtoku a prisudzujeme im 6. triedu z 8 tried ($q = 1,5 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$).



Obr. 5.1.1. Polohy profilov na povrchových tokoch s vyznačením plôch povodií na území hydrogeologického celku staršieho paleozoika.

b) Hydrogeologický celok spodného triasu, kremence až kremenné zlepenice, kremenné pieskovce lúžňanského súvrstvia tatrika

V území je zastúpené len v žiarskej sukcesii, pričom tvorí pás sv.-jz. smeru, ktorý oddeľuje od seba mezozoické karbonáty od granitoidov. Nachádza sa v ňom 12 prameňov (tab. 5.1.1), v jednotlivých povodiach vystupuje s viacerými typmi hornín. Rovnako ako granitoidy, aj lúžňanské vrstvy sa vyznačujú vcelku zvýšenou puklinovou priepustnosťou v dôsledku porušenia v blízkosti okrajových tektonických línií.

Priemerná výdatnosť z 12 prameňov v tomto hydrogeologickom celku dosahovala $0,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, merný odtok z prameňov $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, pričom sú v tomto celku 4 pramene na 1 km^2 . Merná elektrická vodi-

vosť dosiahla maximálne hodnoty 430 a 643 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ v oblasti s. od kóty Vyšehrad (dokumentačné body 181 a 189). Voda pritekajúca do týchto prameňov sa pravdepodobne formuje sčasti aj v príľahlých pestrých vápencoch jury. Priemerná merná elektrická vodivosť s vylúčením týchto dvoch prameňov dosahuje 153 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. Vandrová et al. (1999) a Franko et al. (1993) priradili k tomuto súvrstviu $q = 3$ až $6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. **Z uvedených údajov k nemu priradíme hodnotu $q = 3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.**

c) Hydrogeologický celok pestrých vápencov tatrika (žiarska a ráztočnianska sukcesia) a fatrika (zliechovská sukcesia)

d) Hydrogeologický celok slienitých vápencov tatrika (žiarska a ráztočnianska sukcesia) a fatrika (zliechovská sukcesia)

Tieto dva hydrogeologické celky prevažne jurských, menej kriedových vápencov sú v študovanom území relatívne dosť rozšírené a v ďalšom texte sú vyhodnotené spolu. Celky sa vyznačujú pomerne vysokou variabilitou horninových typov, z čoho vyplývajú aj rozdiely v ich hydrogeologických vlastnostiach. Vzhľadom na morfológiu terénu vystupujú tieto horniny na povrch v relatívne úzkych pruhoch narezaných priečnymi dolinami. V dôsledku toho sa jednotlivé priepustnejšie polohy jury a kriedy prejavujú len menšími nesústreďenými prítokmi podzemnej vody do povrchových tokov a pramenné vývery majú malú výdatnosť. Vo fatriku sa stratigraficky nachádzajú pod jurskými pestrými vápencami sivé organodetritické vápence (fatranské vrstvy) do maximálnej hrúbky 50 m, ktoré hodnotíme z hľadiska hydraulických vlastností spolu s jurskými pestrými vápencami. Celkovo pre komplex pestrých vápencov jury a slienitých vápencov kriedy sú typické pramene s veľmi rozdielnou výdatnosťou. V teréne bolo zdokumentovaných 132 prameňov vyvierajúcich z týchto hydrogeologických celkov. Ich výdatnosť bola od 0,005 do 5,35 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom priemerná výdatnosť bola 0,32 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Na 1 km^2 pripadajú priemerne približne 4 pramene (4,1). Základné rozdelenie prameňov z hydrogeologických celkov pestrých a slienitých vápencov tatrika a fatrika je v tab. 5.4.1.

Tab. 5.1.4. Pramene z hydrogeologických celkov pestrých a slienitých vápencov tatrika a fatrika.

		Plocha (km^2)	Počet pram.	Q spolu ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Q max. ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Q min. ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Q priem. ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	q ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)	Počet pram. na km^2
Fatranské vrstvy triasu	fatrikum (sever)	0,95	8	2,38	2	0,01	0,3	2,50	8,44
	fatrikum (juh)	0,10	0						0
	spolu	1,05	8						
Pestré vápence jury	tatrikum (žiarska s.)	2,36	13	4,12	1,2	0,03	0,32	1,74	5,50
	tatrikum (ráztočnianska s.)	0,39	0						0
	fatrikum (sever)	6,77	28	5,05	5,35	0,01	0,18	0,75	4,13
	fatrikum (juh)	0,23	1	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	4,29
	spolu	9,76	42						
Slienité vápence kriedy	tatrikum (žiarska s.)	2,65	10	3,76	1,5	0,03	0,38	1,42	3,78
	tatrikum (ráztočnianska s.)	0,04	0						0
	fatrikum (sever)	17,63	70	26,7	5,35	0,005	0,40	1,60	3,97
	fatrikum (juh)	1,13	2	0,28	0,15	0,13	0,14	0,25	1,78
	spolu	21,44	82						
	spolu T3, J a K sedimenty	32,24	132	42,3	5,35	0,005	0,32	1,54	4,1

Hydrogeologický celok pestrých vápencov jury a hydrogeologický celok slienitých vápencov kriedy tatrika (žiarska a ráztočnianska sukcesia) a fatrika v danom území vychádza na povrch v nadmorskej výške od 500 do 800 m, okrem pestrých vápencov jury a slienitých vápencov kriedy tatrika žiarskej sukcesie, ktorá vystupuje na území v nadmorskej výške 500 – 600 m.

V rámci hodnotenia vrchnotriasových, jurských a kriedových sedimentov môžeme konštatovať, že severná časť sedimentárneho mezozoika (ležiaca severne od kryštalinického jadra) je zastúpená na väčšej ploche. V severnej časti vyviera 129 prameňov s celkovou výdatnosťou 42,01 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Južné po-

lohy týchto hydrogeologických celkov zaberajú menšiu rozlohu a nevyvierajú v nich takmer žiadne pramene. Sumárna výdatnosť z jurských pestrých vápencov a kriedových slienitých vápencov predstavuje $0,29 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Vrchnotriasové (rétske) organodetrické vápence a ílovce sa vyskytujú len vo fatriku (krížňanskom príkrove). V severnej časti vystupuje v šošovkách naprieč celým pohorím od Nitrianskeho Pravna po Ondrašovú. Tieto veľké polohy tvoria drén nadložných jurských bridlíc a slienitých vápencov, v ktorých vyviera niekoľko prameňov s výdatnosťou prevažne do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Pohyb podzemnej vody je spravidla usmerňovaný sklonom vrstvy a vývery sa nachádzajú najčastejšie v dolinách, ktoré ich prične narezávajú. V južnej časti je rozloha tohto hydrogeologického celku malá a podľa mapovania v rámci tejto úlohy v tomto celku nebol zdokumentovaný žiadny prameň.

V súvrství jury tatrika a fatrika (krížňanského príkrovu) sa nachádzajú ílovité a piesčité bridlice, piesčité, krinoidové a slienité vápence a sliene, v hornej časti komplexu sú kremité vápence s rádiolaritmi. Na juhu hodnoteného územia sú sedimenty jury silne tektonicky zredukované. V ráztočnianskej sukcesii tatrika ich zastupujú krinoidové vápence a vo fatriku slienité vápence a rádiolarity. Celkovo sú sedimenty jury tektonicky porušené, prestúpené sieťou puklín, ktoré vplývajú na ich zvýšenú priepustnosť. Porušenie súvislosti vrstiev zlomovými posunmi však znemožňuje šírť obeh a sústredený odtok podzemnej vody. Predpokladáme, že prevažná časť podzemnej vody sa v nich akumuluje v pripovrchovej zóne zvetrávania a intenzívnejšieho rozpojenia puklín. V hlbších polohách sú tieto súvrstvia pravdepodobne ako celok málo priepustné až nepriepustné, s výnimkou poruchových zón.

Kopienecké vrstvy spodnej jury tvoria len úzke pruhy v komplexe mezozoika, pričom smerom na povrch vychádzajú iba v úzkych pásoch. Sú pomerne málo priepustné a majú skôr charakter izolátorov. Hlavnú zásluhu na tom majú najmä ílovce a bridlice, ktoré ich v značnej miere reprezentujú. Nevyskytujú sa v nich takmer žiadne pramene. Na základe merania prietoku sa nedajú posudzovať samostatne, pretože budujú povodia spolu s inými komplexmi. Vandrová et al. (1999) k nim priradila hodnotu merného odtoku podzemnej vody $q < 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, ale Franko et al. (1993) ich zaradili spolu s ostatnými sedimentmi do jury. V našom hodnotení sme ich taktiež zaradili do pestrých vápencov jury.

Na rozdiel od jury, vývoj kriedy je v tatriku a vo fatriku rozdielny. V tatriku výrazne prevládajú ílovito-piesčité bridlice, čo predstavuje vcelku nepriepustný komplex zabraňujúci hydraulikkej komunikácii priepustných polôh tatrika a fatrika (krížňanského príkrovu). Vo fatriku (krížňanskom príkrove) sedimenty kriedy vystupujú v páse širokom asi 3 km severne od Tmavej doliny (Ostrý vrch, Havraní vrch), na juhu od kóty Čierny les, Gaštan a Čierny diel. Potom sa pás vystupujúcich kriedových sedimentov zužuje južne od kóty Závozy na zhruba 400 – 600 m a tiahne sa na východ po tok Bystrice. Ide o sliene a slienité vápence s zložkami organogénnych vápencov neokómu. Podobne ako komplex jury ich možno charakterizovať puklinovou priepustnosťou, s odtokom podzemnej vody mimo hodnoteného územia.

Pre dané hydrogeologické celky Polák (1997) vyčíslil hodnoty merného podzemného odtoku v intervale $2,2 - 7,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Nižšie hodnoty sú v miestach skrytého prestupu podzemnej vody do priepustnejších karbonátov stredného triasu. V kriede obalovej jednotky udáva merný odtok podzemnej vody do $1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Franko et al. (1993) a Vandrová et al. (1999) k nim priradili $q = 3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Vypočítané hodnoty merného odtoku z povodí z expedičných meraní prietoku na povrchových tokoch v povodí Veľkej Jasenice (súvrstvia tatrika) podáva tab. 5.1.5.

Tab. 5.1.5. Hodnoty merného odtoku z povodí z expedičných meraní prietoku na povrchových tokoch v povodí Veľkej Jasenice.

Por. číslo	Lokalizácia	Horniny	EC ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)	Nadm. v. (m n. m.)	T v. ($^{\circ}\text{C}$)	T vz. ($^{\circ}\text{C}$)	Q ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Plocha hornín (km^2)	q ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$)	Dátum	Meral
PJD-2	Jasenovo – pod Vyšehradom	prevláda karbonat. mezozoikum (hlavne vápence jury) nad ostatným	400	630	12,0	22,0	1,40	0,22	6,46	3. 9. 2002	Helma, Leššo
PJD-3	Jasenovo – pod Vyšehradom	karbonat. mezozoikum jury, bridlice a konglomeráty kriedy	380	550	12,0	23,0	2,00	0,56	3,56	4. 9. 2002	Helma, Leššo
PJD-19	Jasenovo – Na Hubenom	jurské vápence, bridlice a konglomeráty kriedy	350	558	12,9	21,0	1,70	0,59	2,89	5. 9. 2002	Helma, Leššo

Autor meraní udáva tieto hodnoty ako hodnoty blízke mernému podzemnému odtoku (Leššo, 2003). Potvrdzujú predchádzajúce zaradenie podľa priemernej hodnoty merného podzemného odtoku podzemnej vody do kategórie **3 – 6 l · s⁻¹ · km⁻²** v zmysle *Metodiky zostavovania základných hydrogeologických máp* (Malík et al., 2003).

e) Hydrogeologický celok deluviálnych sedimentov

Kvartérne sedimenty a produkty zvetrávania majú v daných geomorfologických podmienkach značný hydrogeologický význam ako prostredie, ktoré umožňuje infiltráciu zrážkovej vody a svojou objemovou kapacitou je schopné ovplyvňovať režim jej podzemného odtoku. Ide najmä o zvetraninové pokryvy na granitoidoch, lúžňanských vrstvách, ale najmä na dolomitoch, kde dosahujú najväčšiu hrúbku. Polák (1997) overoval filtračné podmienky deluviálnych svahovín na styku karbonátov a aluviálnych náplavov Nitry vo vrtoch HŽ-6/1 a HŽ-6/2. Uvedené skúšky preukázali, že prietochnosť pokryvných kvartérnych útvarov v okrajových častiach pohoria je vcelku nízka. To však neznižuje hydrogeologický význam pokryvov v prípade ich väčšieho nahromadenia vo vlastnom pohorí, kde je ich funkcia retenčného prostredia a regulátora podzemného odtoku zrejماً.

Vzhľadom na opísané charakteristiky sme k hydrogeologickému celku kvartérnych svahovín **priradili $T = 3 \cdot 10^{-5}$ až $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$** [nízka prietochnosť v zmysle Krásneho (1986)]. Predpokladáme, že tie sedimenty, ktoré tvoria pokryv na karbonatických typoch hornín, majú mierne vyšší koeficient prietochnosti zodpovedajúci hornému okraju daného intervalu, zatiaľ čo tie, ktoré tvoria pokryv kryštalinika, budú mať hodnoty pravdepodobne zodpovedajúce dolnej hranici intervalu. Spomínané sedimenty sa vyskytujú najmä v okolí obce Rudno a jv. od kóty Vyšehrad. Vandrová et al. (1999) k nim priradili $T = 1 \cdot 10^{-5}$ až $4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V zmysle Krásneho (1986) je to nízka prietochnosť.

B. KRASOVO-PUKLINOVÝ HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX

Hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika

Podzemná voda cirkuluje v jednotlivých tektonických jednotkách v rámci rôznych hydrogeologických štruktúr a jej obeh a režim sa hodnotí v každej tektonickej jednotke zvlášť:

- **tektonická jednotka tatrika (žiarska a ráztočnianska sukcesia),**
- **tektonická jednotka fatrika (zliechovská sukcesia),**
- **tektonická jednotka hronika (mojtínsko-harmanecká a ráztočnianska sukcesia).**

V severnej časti skúmaného územia (oblasť Vyšehradné – Jasenovo – Kláštor pod Znievom – Kľačno) vystupujú mezozoické sedimenty na celkovej ploche 78,22 km², z toho vápence, dolomity a rauvaky zaberajú plochu 38,61 km².

V južnej časti skúmaného územia (oblasť Ráztočno – Remata) vystupujú mezozoické sedimenty na celkovej ploche 10,3 km². Sedimenty obalovej jednotky vystupujú na povrch na ploche 0,8 km², z toho dolomity a vápence zaberajú 0,35 km². Mezozoické sedimenty fatrika (krížňanského príkrovu) zaberajú 2,13 km², z nich k dolomitom prislúcha 0,45 km². Rozloha málo priepustných až nepriepustných mezozoických sedimentov tatrika ráztočnianskej sekvencie a fatrika zaberá asi 2,2 km². Z mezozoických sedimentov hronika v južnej časti pohoria (Remata – Ráztočno) vystupujú len dolomity a vápence zaberajúce plochu 7,35 km².

Najvyššie hodnoty prietochnosti v skúmanom území majú gutensteinské vápence a ramsauské dolomity, ktoré sú hlavným a najvýznamnejším kolektorom podzemnej vody v oblasti. Je zrejmé, že sa v nich akumuluje aj podzemná voda z iných typov hornín, ktorú tieto karbonáty drénujú. Oba komplexy sú v území zastúpené pomerne významne a vystupujú na povrch v centrálnej a severnej časti mezozoika. Vlastnosti vápencov a dolomitov sa overili aj hydrogeologickými vrtmi, meraním prietoku a mapovaním.

Vápence (gutensteinské a podhradské) vystupujú na povrch prevažne na malých plochách. V severnej časti pohoria zaberajú relatívne väčšiu rozlohu v oblasti Jasenova pred záverom Rudnianskej doliny, v doline potoka Sokol a pás tiahnuci sa medzi Mokrou a Žltou dolinou a kótou Závozy. V južnej časti skúmaného územia, kde malú plochu zaberajú reiflinské a wettersteinské vápence, sa väčšia poloha vy-

skytuje sv. od Ráztočna a patrí hlavne k hroniku (chočskému príkrovu). Vyznačujú sa krasovo-puklinovou priepustnosťou založenou na silnom tektonickom porušení. Prejavy skrasovatenia sú na pomerne malých plochách povrchového výskytu a v plytko členitom reliéfe málo výrazné. V plochách prekrytých dolomitmi bude skrasovanie vápencov pravdepodobne zredukované na rozšírené tektonické pukliny. Vodu, ktorá presakuje do vápencov cez zvetrané dolomity, možno považovať za nasýtenú, čo minimalizuje jej eróznym účinkom v hlbšom obehú vo vápencoch. O menšej prietočnosti vápencov v porovnaní s typickými krasovými vývojmí svedčia aj odtokové charakteristiky hlavných pramenných výverov viazaných na ich výstupy.

Dolomity (ramsauké a hlavné) budujú prevažne centrálné časti hydrogeologických štruktúr spolu s podložnými gutensteinskými vápencami. Odkryvy v dolomitoch preukazujú ich silné tektonické porušenie. V dôsledku toho sa v povrchových polohách rozpadávajú na drobné úlomky, piesok až prach (napr. lom medzi Nitrianskym Pravnom a Vyšehradom, lom pri ceste Predvrčicko – Kľačno, odkryvy v Solke, Slovenskom Pravne, v okolí Hadvivy atď.). Zvýšený rozpad dolomitov je možné pozorovať najmä v zónach zlomových porúch a v povrchových častiach ho umocňuje aj intenzívne zvetrávanie. Do hĺbky 10 – 15 m sa uplatňuje v prevažnej miere medzizrnová priepustnosť, ktorá závisí od obsahu prachovitých častíc a od procesov vyplavovania a rozpúšťania. V hlbších úrovniach nadobúda prevahu puklinová priepustnosť s podielom medzizrnovej priepustnosti, najmä v tektonicky podrvených zónach. Priepustnosť dolomitov bola overená v pramenisku Solka. Podľa Poláka (1997) koeficient prietočnosti vypočítaný na základe prítokových skúšok na vrtoch HS-2 a HS-1A dosahuje $4,2 - 4,58 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Podľa ostatných čerpacích skúšok, ktoré sa realizovali v pramenisku Solka v danom hydrogeologickom celku, sa koeficient prietočnosti pohyboval v intervale $1,23 \cdot 10^{-2}$ až $2,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V oblasti Jasenova sa v rámci predchádzajúcich výskumov uskutočnili hydrodynamické skúšky vo vrtoch HJF-1 (vrt dok. č. 10) a HŽ-2 (vrt dok. č. 9). Vrty sa nachádzajú na sv. okraji obce Jasenovo a prostredníctvom nich sa robil pokus o zachytenie podzemnej vody v blízkosti prirodzeného výveru (prameň č. 550 s $Q = 7,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Z výsledkov hydrodynamických skúšok realizovaných vo vrte HJF-1 (Šopinec, 1986) vyplynulo, že index prietočnosti $Y = 6,49 - 7,04$, čo približne zodpovedá $T = 3,11 \cdot 10^{-3}$ až $1,09 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Obdobne vysoké hodnoty koeficientu prietočnosti ($T = 3,37 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) vyšli aj z hydrodynamických skúšok vo vrte HŽ-2 (Polák, 1997). Vrty sa nachádzajú približne na kontakte vápencov a dolomitov, pričom aj z pomeru $\text{Mg}/\text{Ca} = 0,75$ (z chemického rozboru podzemnej vody vo vrte HJF-1) vychádza, že na chemickom zložení tejto podzemnej vody sa podstatnou mierou podieľajú dolomity, menej vápence.

Predpokladáme, že v dôsledku častého výskytu jemných prachovitých frakcií v porušených polohách dolomitov je ich priepustnosť vcelku znížená, no rozhodujúca je ich pomerne veľká plošná rozloha, značná hrúbka a pozícia nad gutensteinskými vápencami. Dolomity majú vysokú retenčnú kapacitu, ktorá je rozhodujúca pri odtokovom režime. Podložné vápence drénujú plošne rozptýlenú vodu z dolomitov a sústreďujú ju do hlavných obehových ciest spolu s výstupmi na povrch.

Podstatnú časť rozlohy mezozoika v južnej časti skúmaného územia zaberajú súvrstvia hronika (chočského príkrovu). Z mezozoických sedimentov hronika v južnej časti pohoria (Remata – Ráztočno) sú zastúpené len dolomity a vápence, ktoré zaberajú plochu $7,34 \text{ km}^2$ (dolomity = $6,4 \text{ km}^2$, vápence = $0,9 \text{ km}^2$). Z tohto celku vystupuje v Ráztočne jeden prameň (zachytený prameň Ráztočno č. 825) s priemernou výdatnosťou $12,09 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (na základe podkladov SVaK Prievidza z rokov 1985 – 2003). Černák et al. (2012) udávajú na základe režimového merania priemernú hodnotu výdatnosti prameňa $14,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V údolí Hraničného potoka a jeho pravostranného prítoku vyviera 14 ďalších prameňov s výdatnosťou väčšinou do $0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Výdatnosť do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ dosahovali pramene č. 1 022 ($1,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, dolina Hraničného potoka), č. 1 064 ($1,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, Remata pri Lipe) a č. 1 089 ($3,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, „Volova rit“).

V dolomitoch a vápencoch v južnej časti skúmaného územia sa uskutočnili tri hydrogeologické vrty. Na hrebni pri ceste medzi Rematou a Skleným sa realizoval vrt KV-21, na ktorom sa vykonala 23-dňová čerpacia skúška s vypočítanou transmisivitou $2,48 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Auxt et al., 1997). Od 4 do 299 m boli preniknuté vápence, potom 3 m vrstva pieskocov a pod nimi až do konečnej hĺbky 360 m porušené dolomity. Hladina podzemnej vody bola narazená v hĺbke 149 m pod terénom. Autor na zostavenie účelovej hydrogeologickej mapy neovulkanitov Kremnických vrchov hodnotil zvodnenie stredno- a vrchnotriasových karbonátov podľa merného podzemného odtoku podzemnej vody. Hodnoty charakterizujúce tento komplex stanovil v intervale $9 - 16 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Franko et al. (1993) vyčíslili merný odtok podzemnej vody zvodnených karbonátov triasu použitím rovnice $q = 0,014 \cdot H + 1,901 \cdot 6$ (Kullman, 1990, in Franko et al., 1993). Uvedená rovnica využíva vzťah medzi priemernou nadmorskou výškou infiltračnej oblasti (H) a merným odtokom podzemnej vody (q) za predpokladu, že podzemná voda sa dopĺňa výlučne zrážkovou vodou. Merný odtok podzemnej vody z triasových vápencov a dolomitov tatrika (ráztočnianskej série) stanovili v hodnote $11,77 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, v prípade dolomitov a vápencov triasu fatrika (krížňanského príkrovu) $11,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a v prípade dolomitov a vápencov triasu hronika (chočského príkrovu) $10,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. V menej priepustnom mezozoikum stanovili merný podzemný odtok analógiou na $5,0 - 6,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Výstupy podzemnej vody v porovnaní s odtokovým potenciálom podzemnej vody vykazujú výrazný deficit najmä pri karbonátoch hronika (oblasť Remata – Ráztočno), čo potvrdilo aj naše podrobné mapovanie v rokoch 2002 – 2004. To svedčí o odtokovej otvorenosti štruktúry hronika s pravdepodobnou existenciou významných skrytých prestupov podzemnej vody do mladších súvrství. Na území karbonátov hronika vyviera prameň „Bralský tunel“ (niekedy nazývaný aj tunel Remata), ktorý však má podľa chemického zloženia pôvod v neovulkanitoch (Franko et al., 1993).

Na území budovanom karbonátmi mezozoika sme v rámci tohto projektu počas podrobného mapovania územia zdokumentovali 191 prameňov. Väčšina prameňov vyviera z dolomitových komplexov. Najvýdatnejšie pramene dosahujú výdatnosť niekoľko desiatok litrov (napr. prameň vo Vyšehradnom č. 153, Ráztočno č. 825, Polerieka – prameň Jazero č. 1 093). V karbonátových komplexoch boli priemerne 4 pramene na 1 km^2 , pričom odtok podzemnej vody z dokumentovaných prameňov bol $5,87 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Podrobnejší prehľad podávajú tabuľky 5.1.6. a 5.1.7.

Tab. 5.1.6. Rozdelenie prameňov hydrogeologického celku triasových karbonátov mezozoika podľa výskytu v tektonických jednotkách v skúmanom území.

	Plocha (km ²)	Počet pram.	Q spolu (l . s ⁻¹)	Q max. (l . s ⁻¹)	Q min. (l . s ⁻¹)	Q priem. (l . s ⁻¹)	Q modus (l . s ⁻¹)	Q medián (l . s ⁻¹)	q z pram. (l . s ⁻¹ . km ⁻²)	Počet pram. na km ²
Vápence	tatrikum (TR)	0,22	3	0,06						13,6*
	tatrikum (TŽ)	1,8	14	16,46						7,8
	fatrikum (F)	3,48	18	9,52						5,2
	hronikum (HM)	2,7	14	7,67						5,2
	hronikum (HR)	0,95	2	0,026						2,1
	spolu	9,13	51	33,73	7,50	0,001	0,66	0,10	0,25	3,69
Dolomity	tatrikum (TR)	0,13								
	tatrikum (TŽ)	3,8	18	5,96						4,7
	fatrikum (F)	11,39	28	153,68						2,5
	hronikum (HM)	15,8	76	61,21						4,8
	hronikum (HR)	6,4	15	20,55						2,3
	spolu	37,52	137	241,40	62,86	0,001	1,76	0,15	0,20	6,43
Rauvaky	0,22	3	0,15	0,10	0,01	0,05			0,68	13,6*
Spolu	46,87	191	275,28	62,86	0,001	1,44	0,10	0,21	5,87	4,4

Pozn.: TR = tatrikum – ráztočnianska sukcesia, TŽ = tatrikum – žiarska sukcesia, F = fatrikum, HM = hronikum – mojtínsko-harmanecká sukcesia, HR = hronikum – ráztočnianska sukcesia; * = nereálna hodnota vzhľadom na malý počet prameňov a plochu.

Merná elektrická vodivosť vody z mapovaných prameňov sa pohybovala v rozmedzí 130 až $900 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, s priemernou hodnotou vodivosti v karbonátoch $450 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$.

Okrem množstva zrážok infiltrujúcich na ploche výskytu triasových vápencov a dolomitov je množstvo podzemnej vody, ktoré z nich odteká, ovplyvnené aj prestupujúcou vodou zo susedných horninových celkov buď priamo na kontakte, alebo prostredníctvom svahových pokryvov. Nemožno zanedbať ani dotáciu prostredníctvom ponorov povrchových tokov najmä v úsekoch budovaných vápencami.

Z merania prietoku v rámci nášho prieskumu vyšli hodnoty merného odtoku podzemnej vody $q > 13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Pramene s najvyššou výdatnosťou vyvierajú z ramsauských dolomitov a gutensteinských vápencov. Vandrová et al. (1999) zaradili gutensteinské vápence do 3. kategórie z hľadiska merného podzemného odtoku ($q = 9 - 13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) a k dolomitom priradila $q = 13 - 16 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. **Na zákla-**

de uvedených skutočností k obom komplexom priradíme hodnotu $T > 3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ – najvyšší stupeň v zmysle *Metodiky zostavovania základných hydrogeologických máp* (Malík et al., 2003). V zmysle Krásneho (1986) to predstavuje vysokú prietočnosť.

Tab. 5.1.7. Rozdelenie prameňov hydrogeologického celku triasových karbonátov mezozoika podľa hydrogeologického typu prameňa a podľa výdatnosti.

Hg typ prameňa	Vápence	Dolomity	Rauvaky	Spolu	Q	Vápence		Dolomity		Rauvaky		Spolu	
						počet	%	počet	%	počet	%	počet	%
K-P	1	5		6	0 – 0,1	15	29,4	38	27,7	3	100	56	29,3
P	11	29	1	41	0,1 – 0,2	8	45,1	30	49,6			38	49,2
P-V	5	2		7	0,2 – 0,3	6	56,9	13	59,1			19	59,2
S-P	10	39	1	50	0,3 – 0,4	6	68,6	10	66,4			16	67,5
S	9	32	1	42	0,4 – 0,5	2	72,5	8	72,3			10	72,8
S-V	5	10		15	0,5 – 1,0	5	82,4	11	80,3			16	81,2
V	10	11		21	1,0 – 10,0	9	100,0	24	97,8			33	98,4
B		4		4	viac ako 10,0	0	100,0	3	100,0			3	100,0
P-B		2		2	Spolu	51		137		3		191	
Neznáme		3		3									
Spolu	51	137	3	191									

Pozn.: K-P = krasovo-puklinový, P = puklinový, P-V = puklinovo-vrstvový, S-P = sutinovo-puklinový, S = sutinový, S-V = sutinovo-vrstvový, V = vrstvomý, B = bariérový, P-B = puklinovo-bariérový.

C. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX REGIONÁLNYCH IZOLÁTOROV

Hydrogeologický celok verfénskych bridlíc tatrika, hydrogeologický celok keuperských bridlíc tatrika (žiarska a ráztočnianska sukcesia) a fatrika, hydrogeologický celok sivých fľovcov a pieskovcov lunzských vrstiev fatrika a hronika

Tieto horniny môžu podmieňovať plyší obeh podzemnej vody v pripovrchovej rozrušenej zóne, no ich celkový charakter ich zaraďuje medzi izolátory. Verfénske vrstvy (piesčito-fľovité bridlice s polohami pieskovcov) majú funkciu izolátora, ktorá však nebýva jednoznačná vzhľadom na malú hrúbku súvrstvia a jeho ďalšiu tektonickú redukciu až absenciu v určitých úsekoch. Polák (1997) na základe analógie s inými územiami uvádza z verfénskych bridlíc hodnotu merného odtoku podzemnej vody $q < 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Súvrstvie lunzských vrstiev má v skúmanom území malú rozlohu a vystupuje sporadicky v malých šošovkách medzi Nitrianskym Pravnom a Brieštím a taktiež po pravej strane Vríce medzi Predvríckom a Kláštrom pod Znievom. Bridlice lunzských vrstiev sa vyskytujú v triasových karbonátoch, kde majú sčasti funkciu usmerňovača obehu. V tomto celku však nevystupujú žiadne pramene, a preto hydraulické vlastnosti hodnotíme spolu so súvrstviem keuperu.

Súvrstvie keuperu s výraznou prevahou fľovitých bridlíc pôsobí v komplexe podložných aj nadložných hornín ako izolátor s pomerne výraznou funkciou aj vďaka svojej hrúbke (80 – 100 m) a súvislému výskytu na pomerne dlhých úsekoch. Vložky dolomitov, prípadne pieskovcov (resp. kremencov) túto funkciu nenarúšajú. Nízka odolnosť bridlíc podmieňuje na tomto súvrství vznik svahových depresí, prípadne zosuvov, v ktorých sa akumulujú hlinito-kamenité sutiny okolitých hornín. To umožňuje zadržiavať aj na polohách keuperu podzemnú vodu plytkého obehu, ktorej výstup na povrch sa môže javiť ako podzemný odtok z keuperu. Aj napriek tomuto zjavnému vplyvu pokryvných sedimentov je podzemný odtok nízky – okolo $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Polák, 1997).

K hydrogeologickým celkom karpatského keuperu, verfénskych a lunzských vrstiev sme priradili nízku hodnotu merného podzemného odtoku, $q < 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Ich zaradenie vyplýva jednak z terénnych meraní, jednak zo všeobecne známych analogických poznatkov o týchto súvrstviach, ktoré obvykle tvoria izolátory. V rámci mapovania územia bolo zdokumentovaných 25 prameňov (z toho 23 prameňov z keuperských bridlíc krížňanského príkrovu), ktoré vyvierali z týchto súvrství. Najčastejšie sa vyskytli pramene, ktoré vyvierali z hornín kontaktujúcich tieto nepriepustné súvrstvia. Maximálna výdatnosť zaznamenaná v rámci mapovania bola $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, najčastejšie však do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Obdobne tieto komplexy zaradili aj Vandrová et al. (1999). Franko et al. (1993) priradili k obdobným súvrstviám $q = 1,5 - 3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

D. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX SEDIMENTOV PANVY:

- hydrogeologický celok paleogénnych bazálnych zlepcov (borovského súvrstvia),
- hydrogeologický celok ílovcov paleogénneho okrajového (terchovského) súvrstvia,
- hydrogeologický celok flyšového charakteru hutianskeho a zubereckého súvrstvia (paleogén),
- hydrogeologický celok pieskovcových vrstiev bielopotockého typu (paleogén),
- hydrogeologický celok štrkov a pieskov lelovského súvrstvia (neogén),
- hydrogeologický celok konglomerátov a pieskovcov abramovských vrstiev,
- hydrogeologický celok svetlosivých vápнитých ílov pravnianskych vrstiev.

Bazálne paleogénne dolomitické brekcie a zlepenca *borovského súvrstvia* tvoria jeden celok spolu s podložnými dolomitmi chočského príkrovu. Franko (1968, in Franko et al., 1993) uvádza z oblasti severne od Bojníc pomerne dobré skrasovatenie a v západnej časti (údolie Handlovky) brekcie rozpadnuté na dolomitovú múčku.

V hodnotenom území zaberá borovské súvrstvie rozlohu 1,02 km². Vyvierajú z neho 3 pramene s celkovou výdatnosťou 0,55 l · s⁻¹. Na povrch vystupuje v ostrovoch severne od Ráztočna a južne od Rematy. Pri približnom hydrologickom bilančnom hodnotení bol k tomuto súvrstviu prisúdený merný podzemný odtok v hodnote 6 l · s⁻¹ · km⁻² [podľa analógie Franka et al. (1993) so susedným územím v oblasti Závadky]. Podľa priemernej hodnoty z 3 vrtov k nemu autor priradil hodnotu koeficientu prietočnosti 6,99 · 10⁻⁵ m² · s⁻¹. **Na mape je použité rozpätie 3 · 10⁻⁵ – 1 · 10⁻⁴ m² · s⁻¹.** Hydrogeologické prostredie **podľa smerodajnej odchýlky s = 0,3 patrí do triedy b s malou variabilitou**, čo zodpovedá mierne nehomogénnemu prostrediu (prakticky rovnaké klastiká). Pre nedostatok údajov z nášho mapovania preberáme toto hodnotenie.

Flyšový paleogén zastupuje *okrajové (terchovské), hutianske a zuberecké* súvrstvie. V hodnotenom území tieto súvrstvia zaberajú rozlohu 2,46 km². Vyvierajú z nich 11 prameňov s celkovou výdatnosťou 1,26 l · s⁻¹. Merný odtok podzemnej vody na základe hodnotenia prameňov je 0,5 l · s⁻¹ · km⁻². Na povrch vystupuje v ostrovoch v s.-j. páse západne od Ráztočna a južne a západne od Rematy (len hutianske a zuberecké súvrstvie).

Franko et al. (1993) odhadli hodnotu koeficientu prietočnosti v tomto súvrství $T = 9,58 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Na základe 7 vrtov z tohto celku poukazuje na to, že hodnoty T v pripovrchovej vrstve sú o jeden rád vyššie ako v hlboknej zóne. Na mape použili hodnoty T z pripovrchovej zóny **v rozpätí 1 · 10⁻⁶ – 1 · 10⁻⁵ m² · s⁻¹.** Hydrogeologické prostredie podľa smerodajnej odchýlky $s = 0,5$ patrí do triedy b s malou variabilitou, čo zodpovedá mierne nehomogénnemu prostrediu (prakticky rovnaké klastiká). Autori ho však zaradili na mape do **triedy c so zväčšenou variabilitou**, čo zodpovedá pomerne nehomogénnemu prostrediu (prevaha ílovcov nad pieskovcami). Na našej mape preberáme toto hodnotenie.

Pieskovcové vrstvy **bielopotockého typu** sú prevažne slabo stmelené pieskovce, ktoré sú rozšírené po oboch stranách Handlovky medzi Brezanmi, Malou a Veľkou Čausou a Handlovou. V hodnotenom území zaberá súvrstvie rozlohu 5,7 km². Vyvierajú z neho 4 pramene s celkovou výdatnosťou 0,53 l · s⁻¹. Na povrch vystupuje v ostrovoch severne od Ráztočna a južne od Rematy.

Vrstvové pramene vyvierajú na styku s podložným hutianskym a zubereckým súvrstviem. Vrty sa v nich nerealizovali. Jediný údaj je hodnota merného odtoku (Franko et al., 1993). V potokoch medzi Malou Čausou a Jalovcom sa z plochy asi 10 km² zistil prírastok 20,9 l · s⁻¹, teda prírastok predstavuje 2,05 l · s⁻¹ · km⁻². Autor však posudzuje na mape prietočnosť formou analógie s bielopotockými pieskovcami v Levočských vrchoch a táto hodnota je použitá aj na mape: $T = 1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Hydrogeologický celok štrkov a pieskov lelovského súvrstvia bol posúdený podľa priemernej hodnoty indexu prietočnosti $Y = 5,56$, resp. odhadu koeficientu prietočnosti $T = 3,63 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Franko et al. (1993) podľa koeficientu prietočnosti $T = 3 \cdot 10^{-4}$ až $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ zaradili toto súvrstvie do III. kategórie. Polák (1997) prisúdil tomuto súvrstviu funkciu izolátora a zaradil ho podľa litologického zloženia (íly, piesky, štrky) a pozície vo vzťahu k priepustnejším karbonátom v oblasti Solky. **Hodnotenie na mape** charakterizuje hodnota koeficientu priepustnosti v intervale **1 · 10⁻⁴ – 3 · 10⁻⁴ m² · s⁻¹** vzhľadom na relatívnu bariéru oproti priepustnejším karbonátom v okolí Solky.

Hydrogeologický celok konglomerátov a pieskovcov abramovských vrstiev a hydrogeologický celok svetlosivých vápнитých ílov pravnianskych vrstiev zaberajú na zmapovanom území malú rozlohu, a preto ich osobitne nehodnotíme. Vzhľadom na litologický charakter a bariérovú funkciu vo vzťahu

k priepustnejším súvrstviam mezozoika sme im prisúdili vlastnosti izolátora. V iných prácach boli k budúckému súvrstviu priradené hodnoty koeficientu prietochnosti $T = 1 \cdot 10^{-4}$ až $3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Leššo, 2003) a $T = 1 \cdot 10^{-4}$ až $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Vandrová et al., 1999).

E. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX NEOVULKANITOV

V skúmanom území (povodie Hraničného potoka) neogénne vulkanické horniny vystupujú na povrch na ploche $3,86 \text{ km}^2$. Z litologického hľadiska ich tvoria vulkanicko-sedimentárne horniny ($0,71 \text{ km}^2$, najmä pyroklastiká a redeponované tufy), efuzívne horniny ($0,88 \text{ km}^2$, najmä lávové prúdy andezitov) a intruzívne horniny ($2,27 \text{ km}^2$, najmä dioritový porfýr). Pre malú plochu v skúmanom území hodnotíme tieto horniny spolu.

Hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov Kremnických vrchov má puklinovú, puklinovo-medzizrnovú a medzizrnovú priepustnosť. Puklinová priepustnosť prevláda najmä pri andezitoch, vulkanických brekciách, konglomerátoch, vulkanických pieskovočoch, tufitických siltovočoch a fľovcoch. Medzizrnová priepustnosť prevláda pri tufoch, prípadne niektorých vulkanických brekciách.

Z komplexu neovulkanitov vyviera v danom území 69 prameňov, pričom priemerný počet prameňov na 1 km^2 predstavuje asi 18 prameňov. V tomto hydrogeologickom celku je výstup podzemnej vody vo forme prameňov prevažne rozptýlený – pomerne veľký počet málo výdatných prameňov (ak neberieme do úvahy vodu vystupujúcu z tektonickej línie narazenej „Bralským“ tunelom). Celková výdatnosť zmapovaných prameňov predstavuje $18,44 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Ak berieme do úvahy aj výstup podzemnej vody z „Bralského“ tunela, celková výdatnosť prameňov predstavuje $59 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Najvýdatnejší prameň je prameň „Bralský“ tunel (prameň č. 1 092), ktorého výdatnosť bola v čase mapovania $40,56 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 5.1.1, 5.1.8 a 5.1.9). Pôvod podzemnej vody vystupujúcej z tohto tunela je bližšie opísaný v kap. 5.2. *Obeh a režim podzemnej vody vo vymedzených hydrogeologických celkoch* – tektonická jednotka hronika (chočský príkrov – sklenianske mezozoikum).

Tab. 5.1.8. Rozdelenie prameňov hydrogeologického celku neogénnych vulkanitov podľa výskytu v litologických jednotkách v skúmanom území.

	Plocha (km ²)	Počet pram.	Q spolu (l · s ⁻¹)	Q max. (l · s ⁻¹)	Q min. (l · s ⁻¹)	Q priem. (l · s ⁻¹)	Q modus (l · s ⁻¹)	Q medián (l · s ⁻¹)	q z pram. (l · s ⁻¹ · km ⁻²)	Počet pram. na km ²
Vulkan.-sediment. horniny	0,71	2	0,09	0,07	0,02	0,05	–	–	0,13	2,82
Efuzívne horniny	0,88	7	42,65	40,56	0,02	6,09	–	0,48	48,45	7,95
Intruzívne horniny	2,27	60	16,26	3,30	0,02	0,27	0,05	0,1	7,15	26,39
Spolu	3,86	69	59,00	40,56	0,02	0,855	0,05	0,10	18,6	17,87

Tab. 5.1.9. Rozdelenie prameňov hydrogeologického celku neogénnych vulkanitov podľa hydrogeologického typu prameňa a podľa výdatnosti.

	Počet prameňov	%
K-P	0	0,00
P	5	7,25
P-V	0	0,00
S-P	5	7,25
S	26	37,68
S-V	16	23,19
V	11	15,94
B	0	0,00
P-B	0	0,00
Neznáme	6	8,70
Spolu	69	100,00

Q	Počet prameňov	Kumulatívny počet	Kumulatívne %
0 – 0,1	35	35	50,72
0,1 – 0,2	10	45	65,22
0,2 – 0,3	8	53	76,81
0,3 – 0,4	4	57	82,61
0,4 – 0,5	5	62	89,86
0,5 – 1,0	4	66	95,65
1,0 – 10,0	2	68	98,55
Viac ako 10,0	1	69	100,00
Spolu	69		

Pozn.: K-P = krasovo-puklinový, P = puklinový, P-V = puklinovo-vrstvový, S-P = sutínovo-puklinový, S = sutínový, S-V = sutínovo-vrstvový, V = vrstvový, B = bariérový, P-B = puklinovo-bariérový.

Z tabuľky 5.1.9 vyplýva, že z hodnoteného hydrogeologického celku najčastejšie vystupovali sutínové a sutínovo-vrstvové pramene. Obyčajne majú malú až veľmi malú výdatnosť, približne 50 % prameňov neprekračuje výdatnosť $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a len ojedinele (10 %) presahujú $0,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Väčšiu výdatnosť dosahujú len pramene viazané na zlomové poruchy.

Merný podzemný odtok z územia len vo forme prameňov na základe nášho mapovania poukazuje na vysokú priepustnosť tohto komplexu ($18,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Táto hodnota, ako aj vyššia priemerná výdatnosť ($2,14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) je značne ovplyvnená vysokou výdatnosťou z prameňa „Bralský“ tunel. V tomto hydrogeologickom celku je pomerne vysoká hustota prameňov na 1 km^2 (dosahuje $17,87 \text{ km}^{-2}$), pričom stredná výdatnosť prameňov je $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z toho vyplýva, že vulkanické horniny v povodí Hraničného potoka sa odvodňujú nesústreďene vo veľkom počte malých prameňov vyvierajúcich najmä v dolinách tokov, ktoré narezávajú predovšetkým intruzívne vulkanické horniny.

V skúmanom území sa neuskutočnil žiadny vrt, podľa ktorého by sa dala vyhodnotiť prietochnosť zvodneného kolektora.

Podzemný odtok vo vybraných povodiach vulkanitov Vtáčnika vyčlenil Dovina (1985) Fosterovou metódou. V andezitoch Vtáčnika stanovil rozpätie $7 - 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a v ostatných horninách rozpätie $3 \text{ až } 4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Franko et al. (1993) použili pri zostavení mapy hodnotu $3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Auxt et al. (1997) priradili k neovulkanitom Kremnických vrchov v oblasti j. od Skleného hodnotu koeficientu prietochnosti $T = 1 \cdot 10^{-5}$ až $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Na mape sme použili rovnaké rozpätie merného odtoku podzemnej vody, $3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

F. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX SEDIMENTOV KVARTÉRU

Hydrogeologický celok aluviálnych sedimentov a hydrogeologický celok proluviálnych sedimentov

Hydrogeologický celok aluviálnych sedimentov je v skúmanom území vyvinutý najmä v alúviách väčších tokov, napr. Vrúca, Vyšehradný potok, Jasenský potok či Hraničný potok. V menšej hrúbke je vyvinutý v údoliach horských tokov. Tento hydrogeologický celok v skúmanom území zaberá plochu $5,68 \text{ km}^2$. Na hodnotenie tohto hydrogeologického celku v danom území sú k dispozícii 3 vrty.

V alúviu Handlovky boli zostrojené vrty HGJ-1 v Jalovci a HGR-1 v Ráztočne. Vo vrte HGJ-1 bol vypočítaný koeficient prietochnosti $T = 1,99 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, koeficient filtrácie $k = 3,316 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Francistyová, 1988a). Vo vrte HGR-1 bol vypočítaný koeficient prietochnosti $T = 4,12 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, koeficient filtrácie $k = 7,49 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Francistyová, 1988b). Hodnota indexu prietochnosti vo vrte HGJ-1 $Y = 5,15$ a vo vrte HGR-1 $Y = 5,45$. V alúviu Vrúce bol zostrojený 1 vrt (S-1) v Lazanoch pri Kláštore pod Znievom (databáza oddelenia hydrogeológie a geotermálnej energie ŠGÚDŠ). Hodnota indexu prietochnosti Y dosiahla $5,59$ a koeficientu prietochnosti $T = 1,58 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Pramene vyvierajúce v alúviách potokov sú najmä sutinové, s maximálnou výdatnosťou $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, najčastejšie do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 5.1.10).

Tab. 5.1.10. Základné štatistické spracovanie prameňov hydrogeologického celku aluviálnych sedimentov kvartéru podľa výskytu v litologických jednotkách v skúmanom území.

	Plocha (km ²)	Počet pram.	Q spolu (l · s ⁻¹)	Q max. (l · s ⁻¹)	Q min. (l · s ⁻¹)	Q priem. (l · s ⁻¹)	Q modus (l · s ⁻¹)	Q medián (l · s ⁻¹)	q z pram. (l · s ⁻¹ · km ⁻²)	Počet pram. na km ²
Aluviálne sedimenty	5,68	21	1,7	0,2	0	0,08	–	0,08	0,31	3,7

K fluviálnym piesčitém štrkom (dnová akumulácia v nízkej terase a zakrytá aj v riečnej nive), fluviálnym sedimentom (nivné hliny a piesčité hliny) alebo hlinito-štrkovitým sedimentom súčasných dolinných nív Vandrová et al. (1999) priradili $T > 4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Vzhľadom na to, že v okrajových častiach Turčianskej kotliny, ako sú práve spomenuté nivy potokov, nemajú tieto sedimenty veľkú hrúbku, k nim priradíme síce podobný, ale mierne nižší koeficient prietochnosti – $T = 3 \cdot 10^{-4}$ až $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V zmysle Krásneho (1986) je to stredná trieda prietochnosti.

Na overenie filtračných charakteristík proluviálnych sedimentov pri vyústení Briešťanky do kotliny sa Polák (1997) pokúsil urobiť prítokové skúšky na troch domových studniach v Slovenskom Pravne, ktoré boli vyhlbené v hlinito-kamenitom materiáli s prevládajúcimi úlomkami dolomitov. Pozoroval pomalý nástup hladín, čo svedčí o nízkej priepustnosti sedimentov zodpovedajúcej ich nevytriedeniu a značnému podielu hln. Podľa orientačných prepočtov k nim priradil koeficient filtrácie rádovo $n \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Predpokladáme, že filtračnými vlastnosťami je tento hydrogeologický celok podobný hydrogeologickému celku kvartérnych svahovín a na hydrogeologickej mape sme k nemu priradili hodnotu $T = 3 \cdot 10^{-5}$ až $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Prehľad hodnôt charakterizujúcich jednotlivé hydrogeologické celky je v nasledujúcej tabuľke 5.1.11.

Tab. 5.1.11. Prehľad hodnôt charakterizujúcich jednotlivé hydrogeologické celky.

	Symbol	Opis	Hg funkcia	Typ priep.	q (l · s ⁻¹ · km ⁻²)	T (m ² · s ⁻¹)	
Kvartér	aQh	antropogénne sedimenty (haldy, navážky)					
	aluviálne sedimenty	fQh	fluviálne sedimenty nív: piesky, piesčité štrky a štrky s hlinitým pokryvom	K	M		3.0E-4 – 1.0E-3
		fQp	fluviálne sedimenty riečnych terás: piesky, piesčité štrky a štrky s hlinitým a piesčitým pokryvom	K	M		3.0E-4 – 1.0E-3
	proluviálne sedimenty	pQ	splachové (ronové) hliny a piesčité hliny, miestami s úlomkami hornín	K	M		3.0E-5 – 1.0E-4
		pQh	proluviálne hlinité štrky, miestami s úlomkami hornín (náplavový kužel)	K	M		3.0E-5 – 1.0E-4
	deluviálne sedimenty	dQ	zosuvné uloženiny: prevažne hlinito-kamenitý materiál s blokmi hornín	K	M		3.0E-5 – 1.0E-4
dQp – h		polygenetické svahové, prevažne hlinité a hlinito-kamenité sutiny	K	M		3.0E-5 – 1.0E-4	
Neogén	vulkanity	N ^V	neogénne vulkanity Kremnických vrchov: lávové prúdy pyroxénických andezitov (subkválne), extrúzie andezitov	K	P	3 – 6	
		N ^V	neogénne vulkanity Kremnických vrchov: intrúzie dioritového porfýru	K	P	3 – 6	
		N ^V	neogénne vulkanity Kremnických vrchov: tufy andezitov, pyroklastické brekcie, aglomeráty	K	P	3 – 6	
	Hornonitrianska kotlina	N ^{LE}	lelovské súvrstvie (pont): štrky, piesky, fly	K	M		1.0E-4 – 3.0E-4
	Turčianska kotlina	N ^{PR}	pravnianske vrstvy (panón – pont): vápnité fly (silty) s polohami pieskov a sladkovodných vápencov	K	P		1.0E-6 – 1.0E-5
		N ^A	abramovské vrstvy (stredný až vrchný bádén): piesky, štrky s polohami flov (siltov)	K	P	3 – 6	
Paleogén	p ^{GBP}	bielopotocké súvrstvie vnútrokarpatského paleogénu (eger): pieskovce	K	P		1.0E-4 – 3.0E-4	
	PG ^{HZ}	hutianske a zuberecké súvrstvie vnútrokarpat. paleogénu (oligocén): fľovce s vložkami pieskovcov	I			1.0E-6 – 1.0E-5	
	PG ^{TE}	okrajové (terchovské) súvrstvie vnútrokarpatského paleogénu (eocén – oligocén): fľovce, sporadicky brekcie	I			1.0E-6 – 1.0E-5	
	PG ^{BO}	borovské súvrstvie vnútrokarpatského paleogénu (eocén – oligocén): karbonátové a dolomitové brekcie a zlepenca a organodetrítické vápence	K	P		3.0E-5 – 1.0E-4	
Hronikum	ráztočnianska sukcesia	T23 ^{HR}	ramsauské a hlavné dolomity hronika trosky Studenca (TS) (stredný až vrchný trias)	K	P		viac ako 3.0E-3
		T2 ^{HR}	gutensteinské, reiflinské a wettersteinské vápence hronika trosky Studenca (TS) (stredný trias)	K	K-P		viac ako 3.0E-3
	mojtínsko-harmanecká sukcesia	T3 ^{HM}	lunzské vrstvy hronika chočského príkrovu (CHP), (kam): pieskovce, fľovce	I		menej ako 1,5	
		T23 ^{HM}	ramsauské a hlavné dolomity hronika chočského príkrovu (CHP) (stredný až vrchný trias)	K	P		viac ako 3.0E-3
		T2 ^{HM}	gutensteinské, reiflinské a wettersteinské vápence hronika chočského príkrovu (CHP) (stredný trias)	K	K-P		viac ako 3.0E-3

Pozn.: **Hg funkcia** – K = kolektor, i = izolátor; **typ priepustnosti** – M = medzizrnová, P = puklinová, K-P = krasovo-puklinová

Vysvetlivky k indexom sú v tab. 5.1.1 (str. 69).

Tab. 5.1.11 – pokračovanie.

	Symbol	Opis	Hg funkcia	Typ priep.	q (l · s ⁻¹ · km ⁻²)	T (m ² · s ⁻¹)	
Fatrikum	zliechovská sukcesia	J3 – K2 ^{FZ}	slienité vápence kriedy fatrika krížňanského príkrovu (KP) (titón – alb): košcielske a porubské súvrstvie	K	P	3 – 6	
		T3 – J ^{FZ}	pestré vápence triasu a jury fatrika krížňanského príkrovu (KP) (rét – malm): vrchnotriasové fatranské vrstvy, kopiencke vrstvy, allgäuske vrstvy, kremitý fleckenmergel, rádiolarity a hľuznaté vápence	K	P	3 – 6	
		T3 ^{FZ}	karpatský keuper fatrika krížňanského príkrovu (KP) (norik): piesčité flovice, kremenné pieskovce, klastické karbonáty	I		menej ako 1,5	
		T3 ^{FZ}	lunské vrstvy fatrika krížňanského príkrovu (KP) (karn): pieskovce, flovice	I		menej ako 1,5	
		T23 ^{FZ}	ramsauké dolomity fatrika krížňanského príkrovu (KP) (stredný až vrchný trias)	K	P		viac ako 3.0E – 3
		T2 ^{FZ}	gutensteinské a podhradské vápence fatrika krížňanského príkrovu (KP) (str. trias – anis)	K	K-P		viac ako 3.0E – 3
Tatrikum	ráztočnianska sukcesia	K12 ^{TR}	slienité vápence kriedy tatrika ráztočnianskej sukcesie (TR) (neokóm – alb): lučivnianske a porubské súvrstvie	K	P	3 – 6	
		J ^{TR}	pestré vápence jury tatrika ráztočnianskej sukcesie (TR) (sp. lias – malm): sivé krinoid. vápence s rohovcami, červené krinoid. váp., ružové a svetlosivé hľuznaté vápence	K	P	3 – 6	
		T3 ^{TR}	karpatský keuper tatrika ráztočnianskej sukcesie (TR) (norik): piesčité flovice, kremenné pieskovce, klastické karbonáty	I		menej ako 1,5	
		T23 ^{TR}	ramsauké dolomity tatrika ráztočnianskej sukcesie (TR) (stredný až vrchný trias)	K	P		viac ako 3.0E – 3
		T2 ^{TR}	gutensteinské vápence tatrika ráztočnianskej sukcesie (TR) (stredný trias – anis)	K	K-P		viac ako 3.0E – 3
	žiarska sukcesia	K12 ^{TŽ}	slienité vápence kriedy tatrika žiarskej sukcesie (TŽ) (neokóm – alb): lučivnianske a porubské súvrstvie	K	P	3 – 6	
		J ^{TŽ}	pestré vápence jury tatrika žiarskej sukcesie (TŽ) (spodný lias – malm): kopiencke vrst., pestré vápence s organickým detritom (trlenské súvrstvie, hierlatzké vápence), allgäuske vrstvy, kremitý fleckenmergel, kremité a rádioláριοvé vápence a rádiolarity	K	P	3 – 6	
		T3 ^{TŽ}	karpatský keuper tatrika žiarskej sukcesie (TŽ) (norik): piesčité flovice, kremen. pieskovce, klastické karbonáty	I		menej ako 1,5	
		T23 ^{TŽ}	ramsauké dolomity tatrika žiarskej sukcesie (TŽ) (stredný až vrchný trias)	K	P		viac ako 3.0E – 3
		T2 ^{TŽ}	gutensteinské vápence tatrika žiarskej sukcesie (TŽ) (stredný trias – anis)	K	K-P		viac ako 3.0E – 3
		T1T ^{TŽ}	verfénske vrstvy tatrika žiarskej sukcesie (TŽ) (spodný trias): piesčito-flovité bridlice, pieskovce	I		menej ako 1,5	
		T1 ^{TŽ}	lúžňanské súvrstvie tatrika žiarskej sukcesie (TŽ) (spodný trias – skýt): kremence a kremité pieskovce	K	P	3 – 6	
	kryštalínium	meta	biotitické pararuly a muskoviticko-biotitické ruly	K	P	1,5 – 3	
		gama	hrubozrné, biotitické a dvojsľudové granity až granodiority	K	P	1,5 – 3	

Pozn.: Hg funkcia – K = kolektor, i = izolátor; typ priepustnosti – M = medzizrnová, P = puklinová, K-P = krasovo-puklinová

Vysvetlivky k indexom sú v tab. 5.1.1 (str. 69).

5.2. OBEH A REŽIM PODZEMNEJ VODY

A. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX MASÍVU:

- a) *hydrogeologický celok hornín staršieho paleozoika* (kryštalikum – pegmatity, dvojsľudové a biotitické granity a granodiority – žiarsky typ, hrubozrnné porfýrické granity a granodiority a biotitické pararuly);
- b) *hydrogeologický celok spodného triasu* – kremence až kremenné zlepenice, kremenné pieskovce lúžňanského súvrstvia tatrika;
- c) *hydrogeologický celok pestrých vápencov*:
 – *tatrika – žiarska sukcesia* – kopiencke vrstvy, trlenské súvrstvie, allgäuske vrstvy, kremitý fleckenmergel a krinoidové a rádioláriuové vápence, – *ráztočnianska sukcesia* – krinoidové vápence, hľuznaté vápence so svetlými rohovcami, rádioláriuové vápence;
 – *fatrika – zliechovská sukcesia* – fatranské vrstvy, allgäuske vrstvy, kremitý fleckenmergel, kopiencke vrstvy, rádioláriuové a hľuznaté vápence;
- d) *hydrogeologický celok slienitých vápencov*:
 – *tatrika – žiarska a ráztočnianska sukcesia* – lučivnianske súvrstvie a porubské súvrstvie,
 – *fatrika* – košcielske a porubské súvrstvie;
- e) *hydrogeologický celok deluviálnych sedimentov*.

Hydrogeologický masív predstavuje hydrogeologickú štruktúrnú jednotku tvorenú komplexmi kryštalinika a spevnených hornín bez významnejších hydrogeologických kolektorov vrstvomého typu, s obehom podzemnej vody sústredeným prevažne do pripovrchovej zóny a do puklinových zón. Spôsob obehu podzemnej vody v hydrogeologickom masíve je v základných črtách daný vzájomným vzťahom zvodnených kvartérnych uloženín (alúvií, elúvií a deluviálnych svahových sutín) a podložných hornín skalného podkladu. Kým kvartérnym sedimentom všeobecne pripisujeme rádovo vyššiu prietoknosť a medzizrnný typ priepustnosti, horniny paleozoika sú oveľa menej priepustné, s puklinovým typom priepustnosti.

Faktory, ktoré majú vplyv na retenčnú schopnosť a režim podzemnej vody v horninovom prostredí kryštalinika, sú zrážky, výpar, litologické zloženie hornín a pokryvné útvary. Zóna odľahčenia a zvetrávania vo svahoch reprezentuje zónu zvýšenej priepustnosti a retencie s výrazne anizotropným charakterom priepustnosti. Výtok podzemnej vody z tejto zóny sa hydraulicky správa ako výtok zo zvodnenca s nakloneným podloží, približne rovnobežným s povrchom terénu, a podzemná voda dotuje priamo sedimenty výplne Hornonitrianskej kotliny, resp. zóna sa odvodňuje v úrovni miestnej erozívnej základne. Hydraulický spád hladiny podzemnej vody je približne konštantný. Prejavuje sa to aj konštantným minimálnym odtokom vody z povodia v obdobiach, keď prípadné retenčné zásoby pokryvných útvarov sa už vyčerpali. Takto vytvorený minimálny odtok charakterizuje intenzitu porušenia horninového masívu v zónach odľahčenia.

Horninové prostredie paleozoických hornín má málo priaznivé podmienky na infiltráciu povrchovej vody a málo priaznivé podmienky na akumuláciu a sústredené odvodnenie. V zóne rozvoľnenia a v kvartérnych sutinách existuje spoločný obeh podzemnej vody, ktorý je podmienený množstvom a časovou distribúciou zrážok. S hĺbkou klesá priepustnosť, ktorá sa mení v závislosti od tektonického porušenia. Množstvo zrážok rastie s nadmorskou výškou, preto výdatnosť prameňov vo vrcholových častiach je väčšia ako vo svahových častiach a na úpäť pohoria. V období sucha je hojné sťahovanie výverov do nižších častí svahu a obeh podzemnej vody je najmä v sutinovom pokryve. Počas dlhotrvajúceho sucha môže povrchový výver celkom zmiznúť a podzemná voda sutinového pokryvu sa odvádza skrytým prestupom do povrchového toku. Vo vrcholových, respektíve v tektonicky porušených častiach priemerná výdatnosť ojedinele dosahuje vyššie hodnoty. V polohách s nižšou nadmorskou výškou je výdatnosť prameňov menšia. Podľa Bubeníka et al. (1976) územie budované kryštalikom má v skúmanej oblasti veľký význam ako infiltračné územie vody prestupujúcej do kotliny vzhľadom na svoju rozlohu a schopnosť zadržiavať zrážkovú vodu vo zvetraninovom plášti po určitú časť roka.

Celkovo na ploche 63,7 km² (granitoidy a metamorfity Žiaru) vyvierajú 691 prameňov so sumárnou výdatnosťou 82,5 l · s⁻¹ (priemer 0,12 l · s⁻¹ z jedného prameňa). Z toho vyplýva, že hydrogeologický ma-

sív paleozoických hornín sa odvodňuje početnými prameňmi (na 1 km² pripadá 11 prameňov) s nízkou výdatnosťou, respektíve odvodňuje sa v úrovni miestnej erozívnej bázy do povrchových tokov. Podľa charakteristiky prameňov je obeh plytký. Aj keď sa vyššia výdatnosť zaznamenala v zónach porušenia, výstup podzemnej vody je pomerne rozptýlený v celom masíve.

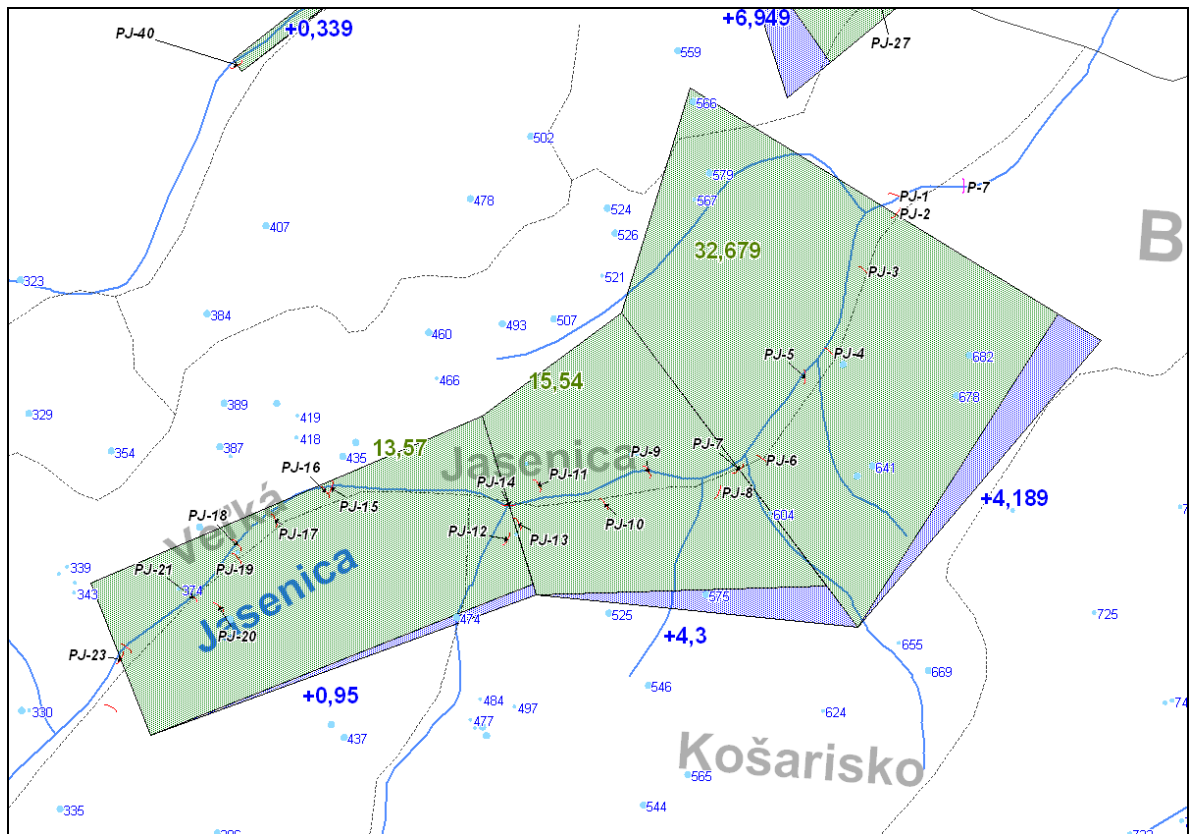
Počas mapovacích prác sa urobilo aj úsekové meranie prietoku v granitoch na toku Veľká Jasenica v jeho dolnej časti (tab. 5.2.1 a obr. 5.2.1). Od profilu PJ-23 po profil PJ-14 sa nezaznamenal výrazný skrytý prírastok a zvýšenie prietoku bolo najmä z prameňov vyvierajúcich po stranách toku. Výraznejšie zvýšenie prietoku sa zaznamenalo v oblasti, kde tok drénuje aluviálne náplavy.

Tab. 5.2.1. Výsledky merania prietoku na toku Jasenica dňa 11. 9. 2002.

Profil	Tok	Dátum	Q hlavný tok (l . s ⁻¹)	Q prítok (l . s ⁻¹)	Skrytý prestup: prírastok/úbytok (l . s ⁻¹)
PJ-23	Jasenica	11. 9. 2002	13,57		
PJ-22	Jasenica	11. 9. 2002		0,25	
PJ-21	Jasenica	11. 9. 2002		0,05	
PJ-20	Jasenica	11. 9. 2002		0,04	
PJ-19	Jasenica	11. 9. 2002		0,04	
PJ-18	Jasenica	11. 9. 2002		0,09	
PJ-17	Jasenica	11. 9. 2002		0,34	
PJ-16	Jasenica	11. 9. 2002		0,13	
PJ-15	Jasenica	11. 9. 2002		0,08	
PJ-14	Jasenica	11. 9. 2002	15,54		0,95
PJ-12	Jasenica	11. 9. 2002		11,58	
PJ-13	Jasenica	11. 9. 2002		0,08	
PJ-11	Jasenica	11. 9. 2002		0,04	
PJ-10	Jasenica	11. 9. 2002		0,10	
PJ-9	Jasenica	11. 9. 2002		0,10	
PJ-8	Jasenica	11. 9. 2002		0,94	
PJ-7	Jasenica	11. 9. 2002	32,68		4,30
PJ-6	Jasenica	11. 9. 2002		2,70	
PJ-5	Jasenica	11. 9. 2002		0,20	
PJ-4	Jasenica	11. 9. 2002		0,12	
PJ-3	Jasenica	11. 9. 2002		0,14	
PJ-2	Jasenica	11. 9. 2002	40,03		4,19
PJ-1	Jasenica	11. 9. 2002		2,55	

Horniny sedimentárneho mezozoika sú po litologickej stránke rôznorodé. Obeh podzemnej vody sa viaže vo veľkej miere na relatívne plytkú zónu pripovrchového rozrušenia hornín (sensu Jetel, 1990, in Malík a Kordík, 1999). Dominantný je tu puklinový typ priepustnosti. Vzhľadom na litologickú nehomogenitu tohto celku sa však prejavujú značné rozdiely v intenzite a hĺbkovom dosahu pripovrchového rozrušenia, v tesnení puklín zvetraninami, v náchylnosti na tvorbu izolovaných lokálnych plytkých obehov a v prípadnej schopnosti vytvoriť sieť diskontinuit s hlbším obehom. Tieto vlastnosti vyplývajúce z litologického zloženia jednotlivých horninových typov sú ešte umocnené morfológickou pozíciou jednotlivých litotypov, ako aj rozdielmi v efektívnych zrážkach v závislosti od nadmorskej výšky a expozície svahov. V severnej časti skúmaného územia zaberajú horniny pestrého sedimentárneho mezozoika plochu 30,36 km². V južnej časti je to len 1,89 km². Široké a ploché hrebene s malým odnosom materiálu (napr. hrebeň medzi Jasenovom a Vyšehradným) majú v prípade typického vývoja hydrogeologického masívu schopnosť vytvoriť bohatšie zvodnence v hrubších eluviálno-deluviálnych zvetraninových plášťoch. Pramene odvodňujúce tieto zvodnence sú pomerne nestále a po dlhších periódach sucha strácajú svoju výdatnosť, prípadne vysychajú.

Deluviálne sedimenty majú značný hydrogeologický význam ako prostredie, ktoré umožňuje infiltráciu zrážkovej vody a svojou objemovou kapacitou je schopné ovplyvňovať režim jej podzemného od toku. Ide najmä o zvetraninové pokryvy na kryštaliniku a dolomitoch, kde dosahujú najväčšiu hrúbku.



Obr. 5.2.1. Lokalizácia a výsledky merania prietoku ($l \cdot s^{-1}$) na toku Jasenica dňa 11. 9. 2002.

B. KRASOVO-PUKLINOVÝ HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX

Hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika

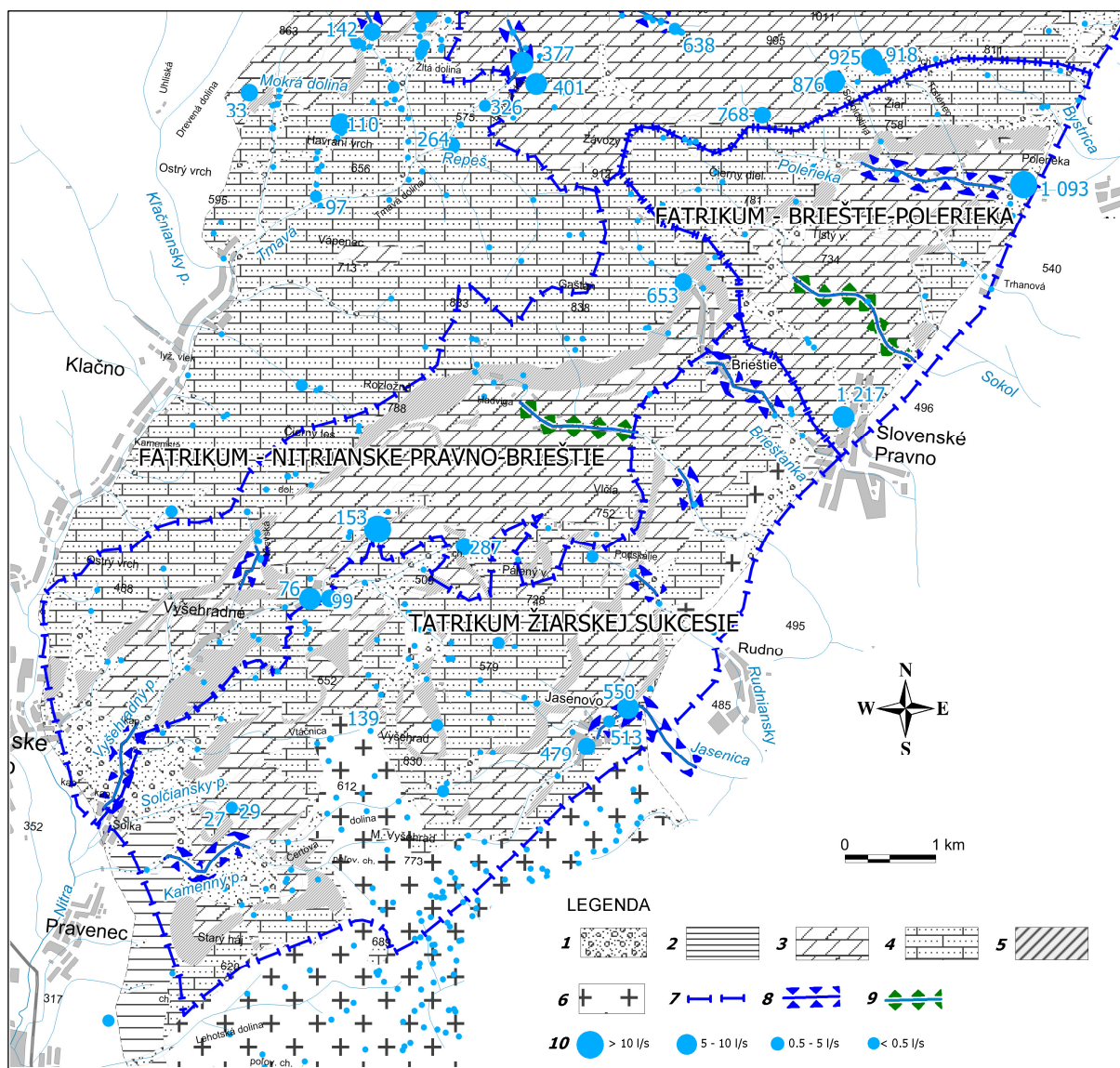
Podzemná voda cirkuluje v jednotlivých tektonických jednotkách v rámci rôznych hydrogeologických štruktúr. Jej obeh a režim sa hodnotí v každej tektonickej jednotke zvlášť.

Zložitá geologická stavba s. a j. časti skúmaného územia sa premieta aj do členenia na hydrogeologické štruktúry. Pri začleňovaní horninových celkov do hydrogeologických štruktúr považujeme za hlavné kritérium príslušnosť k základným tektonickým jednotkám – tatriku, fatriku a hroniku, pokiaľ vzájomná pozícia týchto celkov neumožňuje komunikáciu zvodní ich hlavných kolektorov. Spoločným znakom všetkých štruktúr je dominancia obehu a hlavných výverov podzemnej vody v stredotriasových vápencoch a dolomitoch, do ktorých podľa lokálnych podmienok môže prestupovať podzemná voda z podloží aj nadložných hornín, prípadne vsakovať aj voda z potokov.

Tektonická jednotka tatrika (žiarska sukcesia)

Hydrogeologická štruktúra kryštalinika a mezozoika žiarskej sukcesie

Nachádza sa na severnom ohraničení kryštalinika, na ktorom ležia obalové členy od spodného triasu po alb s generálnym sklonom na SZ a Z. Na S je poloha granitov zredukovaná na úzky pás (50 – 100 m), ktorý sa končí na tektonickej línii potoka Briešťanka. Severozápadnú hranicu obmedzuje násunová plocha fatrika. Styk s Turčianskou (na Z) a Hornonitrianskou (na V) kotlinou je tektonický. Hydrogeologickým jadrom štruktúry sú stredotriasové vápence a dolomity s celkovou rozlohou v štruktúre $6,54 \text{ km}^2$. Merný odtok podzemnej vody z celej hydrogeologickej štruktúry stanovil Polák (1997) na približne $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (pozorovanie z rokov 1995 – 1996). Skryté prestupy podzemnej vody zo štruktúry sa predpokladajú prevažne prostredníctvom svahových sedimentov alebo po zlomových poruchách. Polák (1997) vyčlenil 3 čiastkové hydrogeologické štruktúry (ČĤŠ Solky, ČĤŠ Jasenovo, ČĤŠ medzi Rudnianskym potokom a Briešťankou) (obr. 5.2.2).



Obr. 5.2.2. Hydrogeologické štruktúry tatrika a fatrika v severnej časti pohoria Žiar (spracované podľa Poláka, 1997). Vysvetlivky: 1 – kvartérne sedimenty, medzizrnová priepustnosť; 2 – paleogénne a neogénne sedimenty panvy, izolátor (ílovec), puklinová priepustnosť (pieskovce, zlepenec); 3 – mezozoické sedimenty, krasovo-puklinová priepustnosť (karbonátové horniny stredného a vrchného triasu); 4 – mezozoické sedimenty, puklinová priepustnosť (pestré vápence jury a slienité vápence kriedy); 5 – mezozoické sedimenty, izolátor (bridlice); 6 – magmatické a metamorfované horniny, puklinová priepustnosť (granitoidy, pararuly); 7 – ohraničenie hydrogeologickej štruktúry; 8 – skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku; 9 – straty vody z povrchového toku; 10 – pramene podzemnej vody rozdelené podľa výdatnosti.

Hlavným kolektorom ČHŠ Solky sú karbonáty stredného triasu žiarskej sukcesie tatrika (2,46 km², čo predstavuje asi 23,6 % celkovej plochy ČHŠ), ktoré sú sklonené na SZ (pod uhlom asi 30°). Významný výver je v Solke, ktorý je na ich tektonickom styku s neogénnou výplňou.

ČHŠ Solky je samostatná uzavretá štruktúra so samostatným obehom podzemnej vody, ktorá má pôvod v zrážkovej vode. Počas podrobného mapovania bolo v tejto ČHŠ zdokumentovaných 64 prameňov. Polák (1997) opisuje v tejto ČHŠ dva typy obehu podzemnej vody – plytký a hlbší. V rámci plytkého obehu sa podzemná voda odvádza prameňmi (č. 27, 29) a skrytými prestupmi do povrchových tokov. Hlbší obeh je preukázaný v pramenisku Solka (vrty HV-1, HV-2, HS-1, HSA-1A, HS-2, HS-3, HS-4), kde je teplota vyvierajúcej podzemnej vody 13 – 14 °C.

Pri hodnotení obehu podzemnej vody treba brať do úvahy hydraulickú spojitosť veľmi dobre priepustných strednotriasových karbonátov s menej priepustnými podložnými lúžňanskými vrstvami a granitoidmi, ktorých pozícia je taká, že je gravitačne umožnený prestup vody z granitoidov do lúžňanských vrstiev a z nich do strednotriasových karbonátov, tak pri podzemnej, ako aj povrchovej vode. Pri podzemnej vode je to dané neprítomnosťou verfénu medzi lúžňanskými vrstvami a karbonátmi stredné-

ho triasu na podstatnej dĺžke ich styku a pri povrchovej vode sú evidentné dôkazy jej infiltrácie do karbonátov za stykom týchto hornín s lúžňanským súvrstvom.

V strednotriasových vápencoch a dolomitoch sa overilo 18 prameňov s výdatnosťou do $1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Najvýdatnejší z nich sa nachádza pri vodnom zdroji Solka (č. 27, $Q = 1,45 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$; č. 29, $Q = 0,15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Podstatná časť podzemnej vody z týchto hornín sa odvádza prameniskom Solka – Polák (1997) udáva jeho výdatnosť $22 - 38 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Pramenisko pôvodne zaberalo plochu niekoľko hektárov, dnes je voda prameniska zachytená vrtni a sporadicky sa využíva na zásobovanie pitnou vodou mesta Prievidza.

Vápence a dolomity sa vyznačujú vysokou infiltračnou a akumuláčnou schopnosťou. Celkový merný odtok z vápencov a dolomitov stredného triasu je podľa Poláka (1997) $23,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Na základe bilancie predpokladá hydraulickú spojitosť karbonátov, lúžňanských vrstiev a granitoidov. Tento odtok je sústredený do areálu vodného zdroja Solka, kde je koeficient prietochnosti vápencov a dolomitov $4,2 - 4,58 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Odtok podzemnej vody z piesčito-ílovitých bridlíc verfénu, keuperu, jurských a kriedových súvrství je zanedbateľný.

ČHŠ *Jasenovo* zaberá celkovú plochu $9,19 \text{ km}^2$ a predstavuje blok poklesnutého kryštalinika a obalovej sukcesie. Horniny obalovej jednotky sa generálne skláňajú na SZ pod uhlom prevažne 30° . Značnú rozlohu tu dosahujú horniny jury a kriedy. Gutensteinské vápence a ramsauské dolomity tvoria súvislý pás smeru SV – JZ so sústredeným odtokom podzemnej vody v oblasti Jasenova. Rozloha karbonátov triasu je asi $2,27 \text{ km}^2$, čo predstavuje zhruba $24,7 \%$ celkovej plochy ČHS.

Odtok podzemnej vody z tejto ČHŠ sa sústreďuje vo vápencovo-dolomitickom komplexe stredného triasu, najmä pramennými vývermi v doline Jasenovského potoka. Hlavné vývery sú prameň č. 479 Práč v strede obce s paralelným výverom asi 40 m so spoločnou výdatnosťou $3 - 51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Časť vody je drénovaná do koryta Jasenovského potoka, kde Polák (1997) zistil prítok vrátane uvedených prameňov v rozsahu $6,1 - 41,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Ďalší výstup podzemnej vody je v plošnom pramenisku Teplica (č. 550) na sv. okraji obce, kde bolo meraním prietoku zdokumentovaných $7,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Polák (1997) opakovanými meraniami zdokumentoval výdatnosť $10,0 - 18,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a ďalšia podzemná voda je drénovaná do potoka, v ktorom zistil celkový podzemný prítok vrátane odtoku z prameňa $15,1 - 23,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Súhrnné výstupy podzemnej vody z vápencov a dolomitov v priestore obce Jasenovo predstavujú podľa Poláka (1997) asi 70% základného odtoku z povodia Jasenovského potoka.

Meraním prietoku boli zdokumentované výrazné vstupy podzemnej vody, ktoré potvrdzujú tieto zistenia. Prehľad prírastkov v oblasti Jasenova podáva tab. 5.2.2 a obr. 5.2.3. Najväčší zdokumentovaný prírastok je pod obcou Jasenovo.

V pramenisku Teplica (č. 550) sa v rámci predchádzajúcich výskumov realizovali vrty HJF-1 a HŽ-2. Z výsledkov hydrodynamických skúšok vo vrte HJF-1 (Šopinec, 1986) vyplynulo, že index prietochnosti $Y = 6,49 - 7,04$ približne zodpovedá $T = 3,11 \cdot 10^{-3}$ až $1,09 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Obdobne vysoké hodnoty koeficientu prietochnosti ($T = 3,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) vyšli aj z hydrodynamických skúšok vo vrte HŽ-2 (Polák, 1997). Vrty sa nachádzajú približne na kontakte vápencov a dolomitov, pričom aj z pomeru $r\text{Mg}/r\text{Ca} = 0,75$ (z chemického rozboru podzemnej vody vo vrte HJF-1) vychádza, že na chemickom zložení tejto podzemnej vody sa podstatnou mierou podieľajú dolomity, menej vápence. Z merania prietoku v rámci nášho prieskumu vyšli hodnoty $q > 13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (profil č. PJ-39). Meranie prietoku na Rudnianskom potoku nepreukázalo zjavné prírastky ani úbytky, čo potvrdzuje predpoklad o zanedbateľnej komunikácii s priľahlou ČHŠ medzi Rudnianskym potokom a Briešťankou.

Polák (1997) predpokladá plytší obeh pri prameni č. 479 Práč odvodňujúcom jz. časť ČHS a hlbší obeh v prípade prameňa č. 550 Teplica (teplota vody vo vývere asi 11°C) odvodňujúceho západnú a severnú časť ČHS, kde sa gutensteinské vápence ponárajú hlbšie pod masív dolomitov. Prítomnosť voľného CO_2 v podzemnej vode prameňa Teplica svedčí o tektonickom založení výveru a možnej nadväznosti na systém podmieňujúci výstup minerálnej vody v Budiši.

ČHŠ medzi Rudnianskym potokom a Briešťankou má malú rozlohu ($4,38 \text{ km}^2$). Strednotriasové vápence a dolomity predstavujú asi $34,9 \%$ jej plochy ($1,53 \text{ km}^2$). Vrchný trias, jura a krieda sú značne zredukované. Na východe je ČHŠ ohraničená okrajovým malofatranským zlomom, lemovaným úzkym pruhom kryštalinika, sv. je výrazné zlomové obmedzenie v doline Briešťanky. Vnútri štruktúry sa neznamenali väčšie sústredené výstupy podzemnej vody v pramenných výveroch (len pram. č. 675,

$Q = 0,55 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Podzemná voda tu odteká prostredníctvom drenážneho účinku povrchových tokov, ktorých doliny sú založené na zlomoch. Takúto formu odvodňovania zdôrazňuje najmä to, že doliny drénujúcich potokov sú založené na zlomoch sz.-jv. smeru, ktoré priečne narezávajú štruktúru. Podľa expedičných meraní prietoku (Polák, 1997) hodnota merného odtoku podzemnej vody v časti povodia Rudnianskeho potoka sa pohybuje okolo $4,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Pomerne nízka hodnota môže byť spôsobená menším zastúpením stredotriasových karbonátov. Nie je vylúčený ani odtok podzemnej vody po zlomovom systéme k pramenisku minerálnej vody v Budiši, možný je aj posun hydrogeologickej rozvodnice v prospech Jasenice. V povodí potoka Lúčky stanovil Polák (1997) odtok podzemnej vody $11,44 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (roky 1995 – 1996). V povodí Briešťanky ($2,15 \text{ km}^2$) majú dominantné zastúpenie stredotriasové karbonáty (71 %). Merný odtok podzemnej vody pri ploche zodpovedajúcej časti povodia ($2,5 \text{ km}^2$) bol stanovený na $10,04 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (roky 1995 – 1996).

Tab. 5.2.2. Výsledky merania prietoku na Jasenovskom potoku dňa 12. 9. 2002 a Rudnianskom potoku dňa 13. 9. 2002.

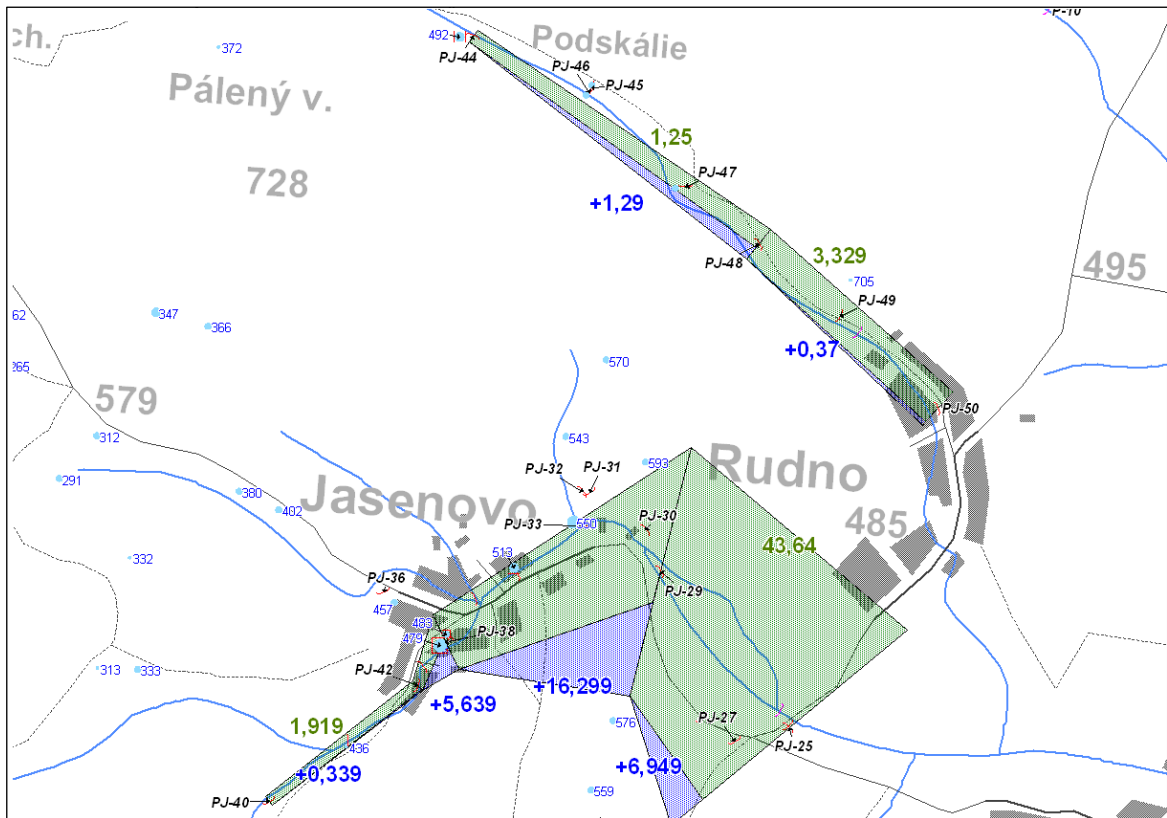
Profil	Tok	Dátum	Q hlavný tok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Q prítok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Skrytý prestup: prírastok/úbytok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)
PJ-40	Jasenovský potok	12. 9. 2002	1,92		
PJ-41	Jasenovský potok	12. 9. 2002		0,08	
PJ-42	Jasenovský potok	12. 9. 2002	2,34		0,34
PJ-43	Jasenovský potok	12. 9. 2002		0,25	
PJ-39	Jasenovský potok	12. 9. 2002		2,03	
PJ-38	Jasenovský potok	12. 9. 2002	10,26		5,64
PJ-37	Jasenovský potok	12. 9. 2002		0,83	
PJ-36	Jasenovský potok	12. 9. 2002		4,00	
PJ-35	Jasenovský potok	12. 9. 2002		1,86	
PJ-34	Jasenovský potok	12. 9. 2002		1,05	
PJ-33	Jasenovský potok	12. 9. 2002		8,00	
PJ-32	Jasenovský potok	12. 9. 2002		0,50	
PJ-31	Jasenovský potok	12. 9. 2002		0,59	
PJ-30	Jasenovský potok	12. 9. 2002		0,25	
PJ-29	Jasenovský potok	12. 9. 2002	43,64		16,30
PJ-28	Jasenovský potok	12. 9. 2002		0,25	
PJ-27	Jasenovský potok	12. 9. 2002		1,25	
PJ-26	Jasenovský potok	12. 9. 2002		0,06	
PJ-25	Jasenovský potok	12. 9. 2002	52,15		6,95
PJ-44	Rudniansky potok	13. 9. 2002	1,25		
PJ-45	Rudniansky potok	13. 9. 2002		0,29	
PJ-46	Rudniansky potok	13. 9. 2002		0,35	
PJ-47	Rudniansky potok	13. 9. 2002		0,15	
PJ-48	Rudniansky potok	13. 9. 2002	3,33		1,29
PJ-49	Rudniansky potok	13. 9. 2002		0,10	
PJ-50	Rudniansky potok	13. 9. 2002	3,80		0,37

Tektonická jednotka fatrika (zliechovskej sukcesie)

Rozčlenenie fatrika na dve štruktúry vyplynulo z výrazného oddelenia zlomovým pásmom v doline Briešťanky, ktoré v smere SZ – JV súčasne pretína aj kryštalinikum a jeho obal a mení smer sklonu tektonických blokov a tým diferencuje aj obeh podzemnej vody (obr. 5.2.2).

Hydrogeologická štruktúra fatrika Nitrianske Pravno – Brieštie je významný hydrogeologický celok kvôli rozsiahlemu výskytu stredotriasových vápencov a dolomitov ($7,56 \text{ km}^2$). Jej z. ohraničenie tvorí poriečna niva Nitry, prekrývajúca tektonický styk s neogénnymi sedimentmi. Na SZ je hranica totožná s okrajom hydrogeologického rajónu, ktorý prechádza po hydrologickej rozvodnici. Na SV ju obmedzuje systém zlomov nadväzujúci na poruchové pásmo v doline Briešťanky. Na JV je hranicou násunová plocha príkrovu, ktorá sa v jz. časti zdvojuje v dôsledku vytvorenia dvoch príkrovových kryh.

Ich vzájomná pozícia je komplikovaná zlomovými poruchami. Na základe tektonického členenia možno v štruktúre vymedziť tri čiastkové hydrogeologické štruktúry (ČHŠ Ostrého vrchu, ČHŠ Kravská dolina – Brieštie, ČHŠ spodnej kryhy fatrika) (Polák, 1997).



Obr. 5.2.3. Lokalizácia a výsledky merania prietoku na Jasenovskom potoku dňa 12. 9. 2002 a Rudnianskom potoku dňa 13. 9. 2002.

ČHŠ *Ostrého vrchu* tvorí jz. výbežok fatrika medzi Nitrianskym Pravnom a Kravskou dolinou. Hlavným nositeľom podzemnej vody sú ramsauské dolomity a v malom rozsahu aj gutensteinské vápence, s ktorými spolu zaberajú rozlohu 1,58 km². V ich nadloží je vcelku nepriepustné súvrstvie keuperu a vyššie málo priepustné kopiencke vrstvy. Rovnaké súvrstvia obmedzujú túto štruktúru aj na v. tektonickom styku. Na z. obmedzení predpokladáme tektonický styk mezozoika s neogénou výplňou Hornonitrianskej kotliny.

ČHŠ *Kravská dolina – Brieštie* (vrchná kryha) je ústredná oblasť celej hydrogeologickej štruktúry. Jej ohraničenie vyplýva z predchádzajúcich vymedzení. Hlavné kolektory sú strednotriasové vápence a dolomity, ktoré sa vyskytujú na ploche 5,3 km², čo predstavuje 45,4 % plochy ČHŠ. Plošne výrazne prevládajú pokrývajúce dolomity, vápence vystupujú v relatívne väčšej rozlohe iba v oblasti kóty Vlčia. Predpokladáme ich však v súvislej polohe aj v podloží dolomitov. Na SZ sa dolomity ponárajú pod súvislé polohy keuperu, jury a kriedy. Styk jury a kriedy (zhruba na hydrogeologickej rozvodnici) tvorí sz. hranicu štruktúry a zároveň aj rajónu.

ČHŠ *spodnej kryhy fatrika* sa vyskytuje v nesúvislom pruhu na báze príkrovu medzi Nitrianskym Pravnom a dolinou Podskálie, pričom relatívne najväčší rozsah má v oblasti Vyšehradného. Tomu zodpovedá aj jej malá rozloha – 3,18 km², z toho triasové vápence a dolomity zaberajú 0,67 km², zvyšok tvorí súvrstvie keuperu a jury. Dolomity sú sústredené najmä v úseku nad záverom Vyšehradnej doliny. Od dolomitov a vápencov vrchnej kryhy ich delí tenká poloha keuperu a kopiencke vrstvy v oblasti zachyteného a využívaného prameňa „Colná správa“, nedá sa však vylúčiť ani ich priamy styk. Na styku s obalovou sukcesiou nachádzame prevažne piesčito-flovité bridlice albu.

Približná rovnosť vstupov a výstupov podľa Poláka (1997) svedčí o hydrogeologickej samostatnosti štruktúry. Prevažná časť odtokajúcej podzemnej vody zo štruktúry (62,86 l · s⁻¹; priemer výdatnosti z pozorovaní SHMÚ za roky 1987 – 2004) sa odvádza v zachytenom prameni č. 153 Vyšehradné a naj-

výstižnejšie hodnotí režim v štruktúre (tab. 5.2.3). Prameň vyviera na báze hlavnej kryhy fatrika na styku vápencov a kopianeckých vrstiev (ílovce, piesčité vápence). Je veľmi stály a odvodňuje podstatnú časť ČHŠ Kravská dolina – Brieštie. Porovnanie mesačných úhrnov a zrážok (Polák, 1997) dokumentuje jeho závislosť od dopĺňania podzemnej vody v zimnom polroku, ktoré sa začína v novembri alebo decembri a pokračuje spravidla do apríla. Potom nastáva postupné znižovanie výdatnosti ako odraz vyprázdňovania masívu dolomitov a vápencov a celková poklesová tendencia je zrejماً až do konca hydrologického roku.

Kalinčíková (1993) z najvýznamnejších prameňov tejto štruktúry zostavila čiary vyčerpávania, ktoré charakterizujú ich režim a obehové cesty podzemnej vody vyvierajúcej v týchto prameňoch.

Prameň č. 153 Vyšehradné bol sústavne meraný SHMÚ v hydrologických rokoch 1952 – 1957 s výdatnosťou v rozmedzí 33,5 – 133,0 l · s⁻¹. Bolo vyhodnotených osem čiar vyčerpávania podzemnej vody. Všetky čiary dokumentovali jednoduchý, veľmi konštantný režim vyprázdňovania s laminárnym prúdením a s veľmi nízkym koeficientom vyčerpávania α_1 , v rozsahu 0,001 815 – 0,002 695. Prameň je pravdepodobne naviazaný na významný zlom alebo zlomové pásmo, pričom zlom je vyplnený podvrvným materiálom, regulujúcim do značnej miery odtok a znemožňujúcim väčšie výkyvy koeficientu α_1 (Kalinčíková, 1993).

Prameň č. 287 „Správa OSP“ Vyšehradné vyviera zo strednotriasových dolomitov fatrika na styku s kriedovými, prakticky nepriepustnými súvrstvami obalovej série. Prameň bol sústavne meraný SHMÚ. Boli vyhodnotené tri čiary vyprázdňovania s laminárnym subrežimom prúdenia, a to so základným subrežimom s koeficientom vyčerpávania α_1 v medziach 0,001 554 – 0,005 763 a s druhým subrežimom, kde koeficient α_2 je v intervale 0,061 088 – 0,167 731.

Čiary vyprázdňovania dokumentujú charakteristický režim vyprázdňovania dolomitových komplexov s prevahou mikropuklín a malých puklín, ktoré ovplyvňujú režim prúdenia v prvej časti čiar vyprázdňovania (Kalinčíková, 1993).

Tab. 5.2.3. Významnejšie a vodárensky využívané pramene hydrogeologickej štruktúry fatrika Nitrianske Pravno – Brieštie.

Názov prameňa a dokumentačné číslo	Merania SVS Prievidza				Merania SHMÚ				Q jednoraz. meranie (l · s ⁻¹)
	obdobie	Q min. (l · s ⁻¹)	Q max. (l · s ⁻¹)	Q priem. (l · s ⁻¹)	obdobie	Q min. (l · s ⁻¹)	Q max. (l · s ⁻¹)	Q priem. (l · s ⁻¹)	
Vyšehradné č. 153	1983 – 2003	41,00	111,00	59,67	1987 – 2004	37,88	110	62,86	
Pri chate OSP č. 287	1983 – 2003	1,67	15,20	4,19	1987 – 2004	2,34	17,6	6,04	
Vyšehradné č. 83, zást. SAD	3. 6. 2004								6,1
Rudno č. 492	4. 9. 2002								1,5*

Pozn.: Dlhodobé merané pramene raz v mesiaci, realizované pracovníkmi SVS Prievidza, nie je meranie kontinuálne, merania SHMÚ s týždňovým intervalom, * – meraný odpad z prameňa, prameň je zachytený a využívaný SVS Martin, celková výdatnosť prameňa neznáma.

Hydrogeologická štruktúra fatrika medzi Brieštím a Poleriekou buduje sv. časť hydrogeologického rajónu s tektonickým obmedzením oproti predchádzajúcim štruktúram a Turčianskej kotline (obr. 5.2.2). Na S a SZ tvorí hranicu násunová plocha vyššej kryhy fatrika, na ktorej leží hronikum a príkrovová troska Studenca. Celková plocha takto vymedzenej štruktúry je 11,18 km². Osou štruktúry sú strednotriasové vápence a dolomity s celkovou rozlohou 5,22 km². Od Turčianskej kotliny ju čiastočne oddeľuje poloha keuperu a jury v oblasti kóty Bukovina. Úsek medzi Briešťankou a potokom Sokol je v tektonickom kontakte s neogénnou výplňou kotliny. Na S a SZ ich lemuje súvislá poloha keuperu, potom silne zredukované súvrstvie jury (kopianecké a allgäuske vrstvy) v nadloží s hrubšími polohami kriedy (sliene, slietovce, flyšové súvrstvie). Celý tento komplex sa javí ako izolátor medzi strednotriasovými karbonátmi v štruktúre a karbonátmi vyšších príkrovov. Otvorená ostáva otázka hydrogeologickej funkcie systému zlomov smeru SZ – JV, ktoré pomerne často porušujú súvislosť nepriepustných a slabo priepustných polôh.

Tvorbu, obeh a režim podzemnej vody v tejto hydrogeologickej štruktúre podmieňuje zlomová tektonika, ktorá pravdepodobne bola základom na vytvorenie jej obehových ciest. Okraj štruktúry v línii Slovenské Pravno – Brieštie nie je presne vymedzený pre veľmi zložitú tektonickú stavbu. Generálny smer sklonu štruktúry je na S – SV a jej rozčlenenie zlomovými poruchami má rovnaký smer. Poruchové

zóny vytvárajú preferenčné cesty prúdenia podzemnej vody nasmerované do výverovej oblasti prameňa č. 1 093 Jazero v Polerieke. Prameň vyviera na tektonickom styku karbonátov a nepriepustných neogénnych sedimentov. Predpokladá sa, že tento prameň odvodňuje prevažne celú hydrogeologickú štruktúru a svojou výdatnosťou zhruba reprezentuje podzemný odtok z povodia potokov Trhanová a Sokol. Voda, ktorá prúdi vo vápencoch, v dôsledku ich ponárania smerom na SV nastupuje hlbší obeh pod masívom dolomitov. To sa odráža aj vo zvýšenej teplote vody z prameňa (asi 10 – 12 °C). Prameň je mimoriadne stály ($Q_{\max} - Q_{\min} = 1,3$ až $1,4$). Odtokový režim odráža zimnú dotáciu s kulmináciou koncom apríla a postupným vyprázdňovaním až do zimného obdobia (Polák, 1997). Východne a južne od Polerieky sa uskutočnili vrty HŽ-5/1 a HŽ-5/2, ktoré overili neogénne sedimenty (rýchle striedanie brekcií, ílov, ílovitých pieskov) s koeficientom filtrácie $n \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. To vysvetľuje bariérový účinok neogénu vo vzťahu k prestupujúcej podzemnej vode v karbonátoch vo výverovej oblasti prameňa Jazero v Polerieke (Polák, 1997).

V rámci tohto generálneho prúdenia podzemnej vody hrubšie komplexy dolomitov môžu v plytšej polohe vytvárať podmienky na prúdenie v rôznych smeroch k lokálnej erozívnej báze – k potokom.

Na juhozápadnom okraji štruktúry medzi dolinami Briešťanky a potoka Sokol výrazné zlomové línie smeru SZ – JV vymedzujú pásmo široké asi 1 km, ktoré sa vo svojej hornej časti prostredníctvom gutensteinských vápencov zúčastňuje na hlavnom obehu podzemnej vody v štruktúre – teda v smere na SV. V dolnej časti (na JV) dotuje pramenný výver v Slovenskom Pravne, resp. občasný tok. Polák (1997) udáva odber z dvoch prameňov, aj na vodohospodárskej mape sú zaznačené dva pramene, výdatnosť však dokumentuje len z jedného prameňa, a to s priemerom $8,55 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Podklady zo Stredoslovenskej vodárenskej spoločnosti so sídlom v Martine, ktoré sme použili pri zostavovaní mapy, uvádzajú len jeden pramenný výver. Nie je známe, či ide o spoločný prietok s priemernou výdatnosťou ($8,55 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Prietok na vodárensky využívaných prameňoch hydrogeologickej štruktúry je uvedený v tab. 5.2.4.

Tab. 5.2.4. Vodárensky využívané pramene hydrogeologickej štruktúry fatrika medzi Briešťm a Poleriekou.

Názov	Obdobie	Q min. ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Q max. ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Q priem. ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)
Slovenské Pravno, č. 1 217	1982 – 1987	4,8	7,2	6,1
Polerieka – Jazero, č. 1 093	1983 – 2003	45,00	78,00	58,60

Pozn.: meranie raz v mesiaci, realizované pracovníkmi SVS Prievidza, nie je meranie kontinuálne

Podmienky možného prestupu podzemnej vody z nadložných jurských, resp. kriedových hornín na z. okraji štruktúry sú veľmi premenlivé. V tomto vzťahu je rozhodujúca izolátorská funkcia keuperu, ktorého výskyt nie je pravidelný. Iná situácia je na s. okraji štruktúry, kde sú polohy keuperu rozsiahlejšie a aj napriek tektonickému porušeniu zachovávajú súvislosť a tým aj dostatočnú bariéru prestupu podzemnej vody zo súvrstvia jury a kriedy do triasových karbonátov. Hranica rajónu ide v tejto časti územia zónou presunu hronika s troskou Studenca. Túto zónu buduje krieda (sliene a slienité vápence neokómu) spolu so slieňovcami a flyšovými polohami aptu až albu. To je dostatočný izolátor podzemnej vody prestupujúcej z hronika, z ktorej vyvierajú vodárensky zachytené pramene č. 918 Trstenec a č. 874 Sokol.

Súčasťou podzemnej vody nie je len voda, ktorá infiltrovala na povrchu karbonátov, ale aj voda, ktorá do nich prestupuje z priľahlých sedimentov jury a kriedy prostredníctvom povrchového toku alebo na niektorých miestach priamym prestupom. Počas hydrogeologického mapovania v roku 2003 sa overilo infiltrovanie potoka Sokol v jeho strednej časti po vstupe do vápencov a postupne jeho zániknutie na úseku asi 700 m (z pôvodných $8 - 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Voda sa začala postupne objavovať až v dolomitoch pri vyústení doliny, no prietok bol iba $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V profile P-12 počas expedičného merania prietoku sa v roku 2004 overil na povrchovom toku Sokol prietok $2,71$ a $2,15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 5.2.5).

Smerovaniu obehu podzemnej vody zo štruktúry do neogénnej výplne Turčianskej kotliny bráni celkovo nízka priepustnosť sedimentov. To však nevylučuje menší prestup do plytkých svahových sedimentov s rozsiahlymi proluviaálnymi kuželmi tokov. Ich kvantifikácia nie je možná vzhľadom na množstvo drenážnych systémov. S touto situáciou sa stretáme na celom styku kotliny od Trhanovej po Rudno. Odlišná situácia je pri vyústení potoka Bystrica, kde sú priepustnejšie polohy slovianskych vrs-

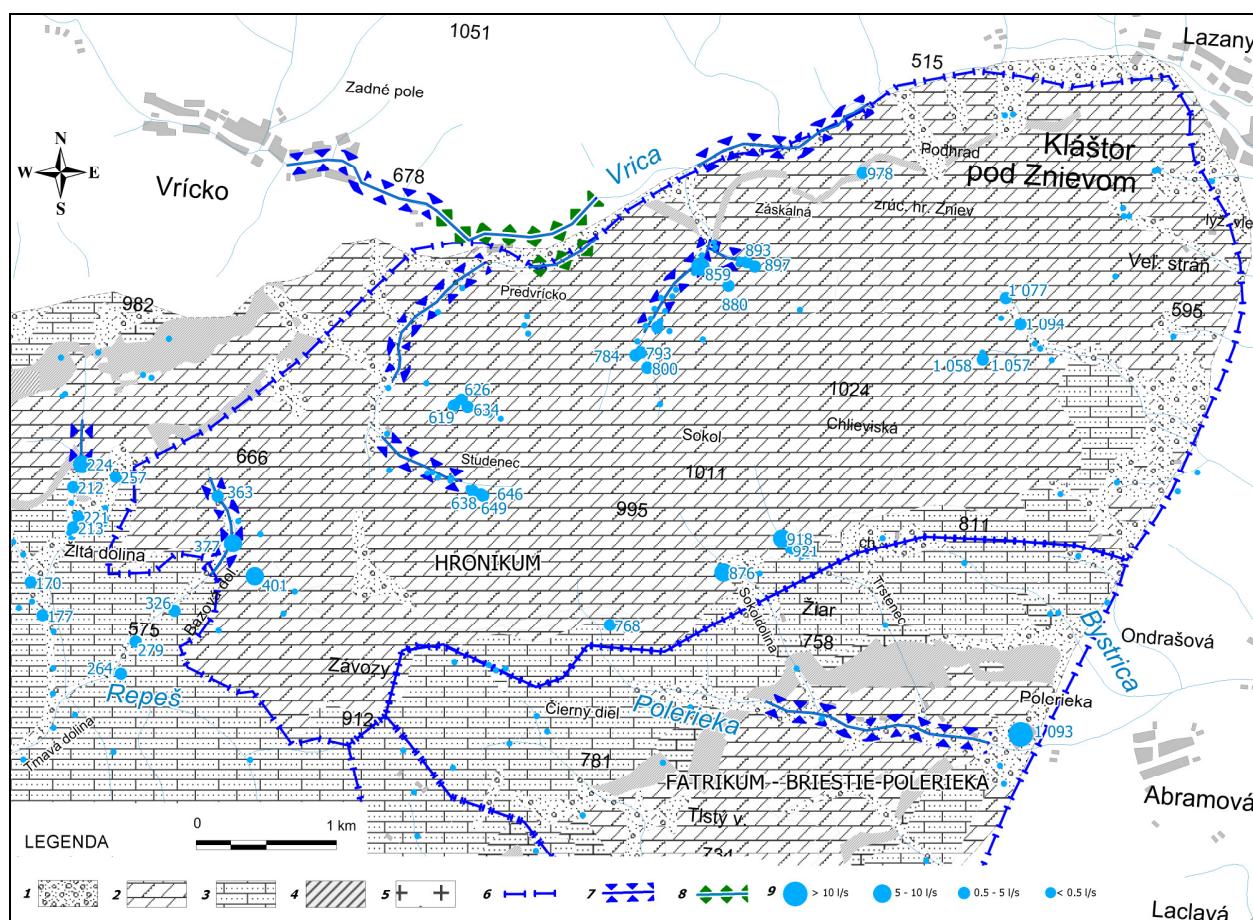
tiev zo strany Turčianskej kotliny. Zo strany pohoria však styk s nimi tvoria menej priepustné polohy vrchného triasu a jury, a teda ani tu nemôže dochádzať k významnejším prestupom do kotliny.

Tab. 5.2.5. Expedičné meranie prietoku na toku Sokol pri štátnej ceste medzi Slovenským Pravnom-Trhanovou – hydrogeologická štruktúra fatrika medzi Brieštím a Poleriekou.

Profil	Dátum	Hodina	Q (l . s ⁻¹)
P-12	4. 8. 2004	9.15	2,71
P-12	10. 9. 2004	17.00	2,15

Tektonická jednotka hronika a fatrika medzi Kláštorom pod Znievom a Mokrou dolinou – štruktúra Znievu

V severnej časti študovaného územia túto jednotku buduje **mojtínsko-harmanecká sukcesia** a troska Studenca, ktoré sa na severnej hranici v doline potoka Vríca stýkajú so slienitými vápencami kriedy fatrika. Karbonátový komplex v pohorí Žiar zaberá rozlohu zhruba 21 km². V oblasti medzi Predvríckom a Žltou dolinou sa stýka s karbonátmi fatrika. Pruh karbonátov fatrika, už v pohorí Malá Fatra, zaberá približne 11,2 km². Karbonátový komplex hronika a trosky Studenca vytvára synklinálu, tvorenú najmä stredno- až vrchnotriasovými dolomitmi a sčasti strednotriasovými vápencami, najmä pri j. okraji príkrovu. Leží na nepriepustných súvrstviach nižšieho fatrika (obr. 5.2.4).



Obr. 5.2.4. Hydrogeologická štruktúra hronika v severnej časti pohoria Žiar. Vysvetlivky: 1 – kvartérne sedimenty, medzizrnová priepustnosť; 2 – mezozoické sedimenty, krasovo-puklinová priepustnosť (karbonátové horniny stredného a vrchného triasu); 3 – mezozoické sedimenty, puklinová priepustnosť (pestré vápence jury a slienité vápence kriedy); 4 – mezozoické sedimenty, izolátor (bridlice); 5 – magmatické a metamorfované horniny, puklinová priepustnosť (granitoidy, pararuly); 6 – ohraničenie hydrogeologickej štruktúry; 7 – skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku; 8 – straty vody z povrchového toku; 9 – pramene podzemnej vody rozdelené podľa výdatnosti.

Kullman (1973) hodnotí vápence a dolomity hronika v tejto časti pohoria spolu s fatrikom medzi Lazanmi (na v. strane) a Kamennou dolinou (na z. strane). Predpokladá prestup podzemnej vody z fatrika do súvrství hronika. Prestup značnej časti podzemnej vody sa predpokladá aj v oblasti medzi

Ondrašovou a Kláštorom pod Znievom, a to v množstve 100 – 200 l . s⁻¹. Tieto hodnotenia potvrdil Tužinský (1967) pri kvartérnom prieskume Turčianskej kotliny, z ktorého vychádza predpoklad o veľkom prestupe krasovej podzemnej vody do aluviálnych náplavov Suchej Vríce. V jej náplavovom kuželi sa predpokladajú dynamické zásoby podzemnej vody okolo 200 l . s⁻¹.

Zo zmapovaného územia v karbonátoch hronika v severnej časti štruktúry vyviera 76 prameňov s pôvodom v dolomitoch a 14 vo vápencoch (tab. 5.2.6).

Tab. 5.2.6. Základná charakteristika prameňov vyvierajúcich v hydrogeologickej štruktúre tektonickej jednotky hronika.

Hydrogeologický celok	Počet prameňov	Q max. (l . s ⁻¹)	Q min. (l . s ⁻¹)	Q priem. (l . s ⁻¹)	Q suma (l . s ⁻¹)
Vápence hronika pod troskou Studenca	10	2,40	0,05	0,56	5,6
Vápence, troska Studenca	4	0,80	0,300	0,518	2,07
Dolomity hronika pod troskou Studenca	45	6,00	0,045	0,68	30,49
Dolomity, troska Studenca	31	8,00	0,06	0,991	30,72
Spolu	90	8,000	0,045	0,765	68,874

Hronikum pod troskou Studenca a troska Studenca v tejto oblasti sa odvodňuje na severe v prameňoch v doline Studenca, potoka Hučľava a doliny Hajčí laz, na západe prameňmi v Bazovej doline a na juhu v doline Sokol a Trstenec.

V doline Studenca pramene vyvierajú v toku na dĺžke asi 1,5 km pod presunovou líniou trosky Studenca, v ktorej je pravdepodobne infiltračná oblasť výverov. V tejto doline vyviera 28 prameňov s celkovou výdatnosťou 16,71 l . s⁻¹ zistenou počas mapovania 22. 9. a 23. 9. 2003. Výver je rozptýlený v prameňoch najčastejšie s výdatnosťou od 0,2 do 1 l . s⁻¹.

V dolinách Hučľava a Hajčí laz vystupuje podzemná voda v ďalších 21 prameňoch. V doline Hajčí laz vyviera 13 prameňov s výdatnosťou 4,3 l . s⁻¹ a v doline Hučľava 8 prameňov s výdatnosťou 3,97 l . s⁻¹. Okrem toho pod vyústením doliny Hučľava sa nachádza pramenisko Vrísko I a hydrogeologický vrt HKZ-2, ktorý využíva Slovenská vodárenská spoločnosť v Martine. Množstvo vody vyvierajúcej z prameniska Vrísko I nie je monitorované, ale z prepadu vo vodárni na križovatke v Predvrísku sme počas mapovania (PP-3, resp. P-18) namerali výdatnosť 2,5 l . s⁻¹. Po spočítaní celkového odtoku z týchto dvoch dolín dostaneme približne 10,2 l . s⁻¹.

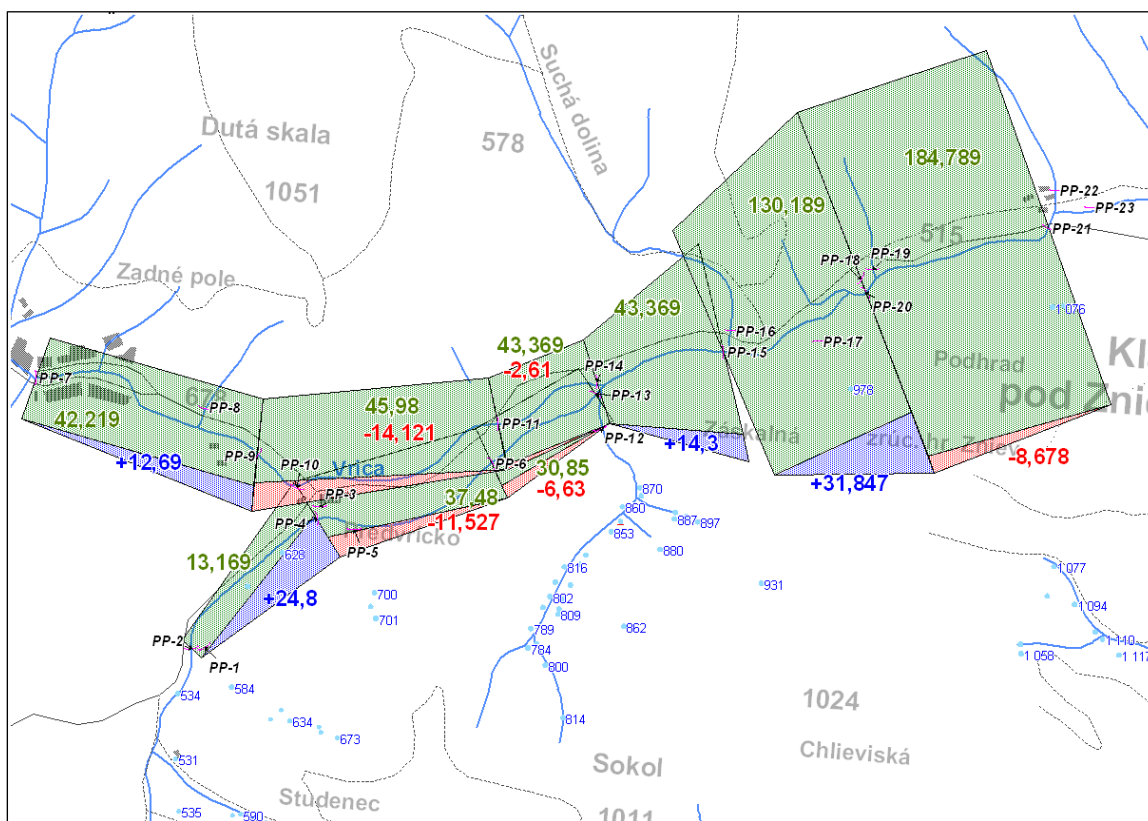
V doline potoka Vríca sme realizovali úsekové meranie prietoku na zistenie skrytých prestupov podzemnej vody do toku (tab. 5.2.7). Meranie prietoku overilo vysoké skryté prírastky v úseku medzi prameniskom Vrísko I a osadou Predvrísko, kde na úseku asi 900 m vzrástol prietok o 24 l . s⁻¹ (viac ako o 100 %). Skrytý prítok na hlavnom toku Vríce v úseku Vrísko – Predvrísko bol zhruba 13 l . s⁻¹. Po vstupe toku do alúvia na jeho hornom úseku nastáva infiltrácia z povrchového toku do kvartérnych náplavov Vríce. Meraním prietoku sme overili celkovú stratu na dĺžke asi 1,5 km (medzi Predvrískom a dolinou Studenca) približne 34,9 l . s⁻¹. V úseku od doliny Studenca sme opäť zaznamenali skryté prírastky v celkovej hodnote 46,2 l . s⁻¹. Od meraného profilu PP-20 po profil PP-21 sme zaznamenali stratu na toku 8,68 l . s⁻¹.

Na západe štruktúru odvodňujú pramene v Bazovej doline, v ktorej vyviera 10 prameňov s celkovou výdatnosťou 10,9 l . s⁻¹. Z nich využíva Stredoslovenská vodárenská spoločnosť v Prievidzi 3 pramene: Neznámy 1, 2 (č. 401 a 443) a Stará hradská (č. 377).

Kalinčíková (1993) z najvýznamnejších prameňov tejto štruktúry zostavila čiary vyčerpávania, ktoré charakterizujú ich režim a obehové cesty podzemnej vody vyvierajúcej v týchto prameňoch.

Prameň č. 383 Bazová dolina, ktorý Kalinčíková (1993) nazvala „Kyvek“, vyviera uprostred komplexu spodnotriasových dolomitov s polohami vápencov patriaceho k hroniku. Rozbor čiar dokumentuje, že s veľkou pravdepodobnosťou ide o vyprázdňovanie najmä drobných puklín (mierne väčšia otvorená rozpukanosť v porovnaní s väčšinou dolomitov) s možným vplyvom polohy vápencov vo funkcii lokálneho drénu. Prameň bol pozorovaný SHMÚ v období 5. 11. 1958 – 25. 10. 1967 [Q (min. – priem. – max.) = 1,99 – 7,89 – 22,6 l . s⁻¹].

Prameň č. 377 Stará hradská, ktorý Kalinčíková (1993) uvádza ako prameň „Uhliská“, vyviera zo strednotriasových vápencov hronika na styku s podložnými súvrstviami titónu až aptu fatrika (organo-genne a detritické slienité vápence). Prameň bol sústavne meraný SHMÚ v období 1973 – 1984 a jeho



Obr. 5.2.5. Lokalizácia a výsledky merania prietoku ($l \cdot s^{-1}$) na toku Vrčica dňa 14. a 15. 9. 2004.

Tab. 5.2.7. Výsledky merania prietoku na toku Vrčica dňa 14. a 15. 9. 2004.

Profil	Tok	Dátum	Q hlavný tok ($l \cdot s^{-1}$)	Q prítok ($l \cdot s^{-1}$)	Skrýty prestup: prírastok/úbytok ($l \cdot s^{-1}$)
PP-2	Vrčica	14. 9. 2004	13,17		
PP-1	Vrčica	14. 9. 2004		6,30	
PP-4	Vrčica	14. 9. 2004	43,55		24,08
PP-3	Vrčica	14. 9. 2004		2,56	
PP-5	Vrčica	14. 9. 2004		2,90	
PP-6	Vrčica	14. 9. 2004	37,48		-11,53
PP-13	Vrčica	14. 9. 2004	30,85		-6,63
PP-7	Vrčica	14. 9. 2004	42,22		
PP-8	Vrčica	14. 9. 2004		0,96	
PP-9	Vrčica	14. 9. 2004	55,87		12,69
PP-10	Vrčica	14. 9. 2004		4,23	
PP-11	Vrčica	14. 9. 2004	45,98		-14,12
PP-14	Vrčica	14. 9. 2004	43,37		-2,61
PP-13	Vrčica	14. 9. 2004		30,85	
PP-12	Vrčica	14. 9. 2004		22,13	
PP-15	Vrčica	14. 9. 2004	110,38		14,03
PP-15	Vrčica	15. 9. 2004	130,19		
PP-16	Vrčica	15. 9. 2004		27,47	
PP-17	Vrčica	15. 9. 2004		0,16	
PP-20	Vrčica	15. 9. 2004	189,67		31,85
PP-18	Vrčica	15. 9. 2004		0,24	
PP-19	Vrčica	15. 9. 2004		3,56	
PP-21	Vrčica	15. 9. 2004	184,79		-8,68
PP-22	Vrčica	15. 9. 2004		6,11	
PP-23	Vrčica	15. 9. 2004		13,91	

výdatnosť kolísala medzi 0,62 až 63,9 l . s⁻¹. Z prameňa boli vyhodnotené štyri čiary vyprázdňovania, podľa ktorých je prameň klasickým výverom zo silne skrasovatených vápencov. Okrem základného laminárneho subrežimu s koeficientom α_1 v rozpätí 0,007 949 – 0,025 994 sa v prameni zistili ďalšie dva subrežimy s turbulentným prúdením. Subrežim s koeficientom vyprázdňovania β_1 má rozpätie 0,017 975 – 0,071 422) a subrežim s koeficientom vyprázdňovania β_2 rozpätie 0,071 429. Podľa meraní SVS v Prievidzi v rokoch 1983 – 2003 je výdatnosť Q (min. – priem. – max.) = 3,43 – 5,63 – 12,0 l . s⁻¹.

Vysoké hodnoty koeficientov α_1 , β_1 a β_2 s výraznými prejavmi turbulentného prúdenia svedčia o prevažne kanálovom odvodňovaní veľmi skrasovatených triasových vápencov hronika. Dlhotrvajúci až dominantný prejav subrežimov s turbulentným prúdením (najmä prvý subrežim s koeficientom β_1) nevylučuje dokonca možnosť dominantného kanálového režimu po nepriepustnom podloží tvorenom súvrstviami titónu až neokómu krížňanského príkrovu.

Poniže nad sútokom Bieleho potoka a Tmavej sa nachádza prameň Repeš (č. 264), ktorý vyviera už v slienitých vápencoch fatrika, resp. na styku s podložnými súvrstviami titónu až aptu fatrika, ale predpokladaný pôvod má v stredotriasových vápencov hronika. Prameň bol sústavne meraný SHMÚ v hydrologických rokoch 1955 – 1967 a mal výdatnosť v rozmedzí 1,84 – 31,0 l . s⁻¹. Z prameňa boli vyhodnotené tri čiary vyčerpávania, ktoré dokumentovali vyprázdňovanie s dvomi subrežimami s laminárnym prúdením a koeficientmi $\alpha_1 = 0,003 630 – 0,011 568$ a $\alpha_2 = 0,145 420 – 0,241 653$. Laminárne subrežimy a rozpätia koeficientov dokumentujú, že prameň je naviazaný na sieť puklín v neskrasovatených vápencoch, pričom rozsiahle otvorené pukliny, ako aj pukliny rozšírené skrasovatením chýbajú.

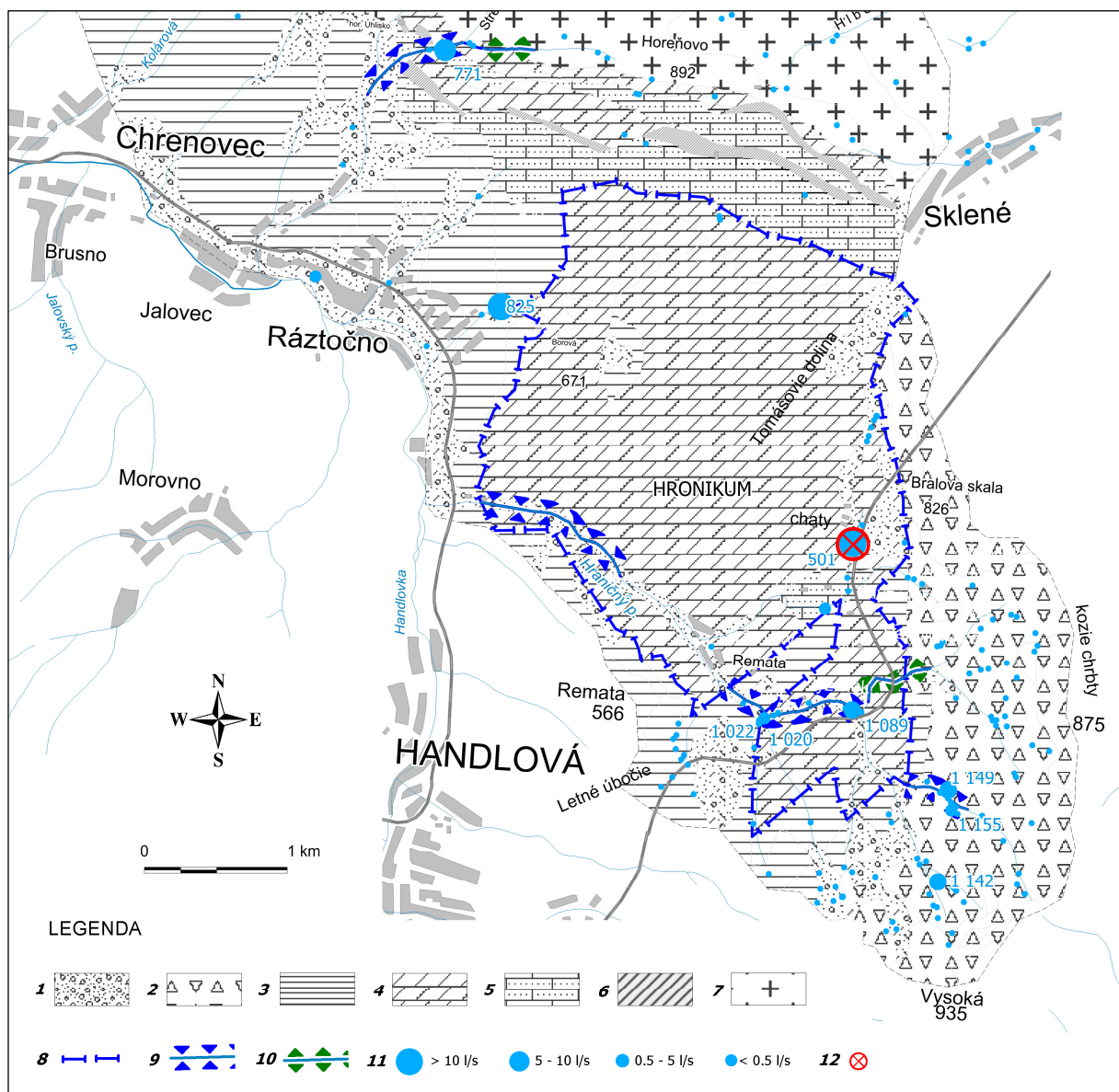
Na juhu sa štruktúra v tektonickej jednotke hronika a troske Studenca odvodňuje 11 prameňmi z triasových karbonátov hronika na styku s menej priepustnými slienitými vápencami fatrika. Mapovacími prácami sme overili celkovo 21,96 l . s⁻¹, z toho v dvoch zachytených prameňoch č. 874 Sokol a č. 918 Trstenec vyviera asi 14 l . s⁻¹. Podľa Poláka (1997) sú slieňovce a flyšové polohy aptu až albu dostatočný izolátor podzemnej vody z hronika. Podľa podkladov Stredoslovenskej vodárenskej spoločnosti v Martine v roku 1986 bola priemerná výdatnosť z týchto dvoch prameňov 10,76 l . s⁻¹. Z mapovania podľa Poláka (1997) vyplýva, že výdatnosť oboch prameňov sa pohybovala okolo 17 l . s⁻¹.

Na základe hrubej analógie so susednými územiami so zhodnými infiltračnými pomermi môžeme počítať s infiltráciou zhruba 10 l . s⁻¹. km⁻². Na približnej ploche výstupu karbonátov hronika 20 km² to zodpovedá sumárne podzemnému odtoku asi 200 l . s⁻¹. Hodnota celkového výstupu podzemnej vody v prameňoch je pomerne nízka, približne 51,81 l . s⁻¹ (sever = 16,71 + 10,2 l . s⁻¹; západ = 10,9 l . s⁻¹; juh = 14 l . s⁻¹). V tom nie je započítaný odtok povrchovými tokmi ani skryté prestupy do nich. Veľmi zložitý geologický a hydrogeologický pomery a vzájomné hydraulické poprepájanie komplexov nedovoľujú podať detailnejšie zhodnotenie štruktúry ako celku z bilančného hľadiska. V budúcnosti bude potrebné venovať väčšiu pozornosť objasneniu režimu v tejto zložitej štruktúre.

V severozápadnej časti medzi Predvríckom a Žltou dolinou sa stýkajú karbonáty hronika a fatrika. Karbonáty fatrika sú súčasťou rozsiahlejšej štruktúry a pokračujú v páse, ktorý sa tiahne až po Kamenú dolinu. V časti, ktorá bola zmapovaná v rámci zostavovania hydrogeologickej mapy pohoria Žiar, vyviera 5 zachytených a využívaných prameňov s celkovou priemernou výdatnosťou 17,47 l . s⁻¹. Okrem nich vyviera 8 výdatnejších prameňov (viac ako 0,4 l . s⁻¹), ktoré nie sú zachytené, s celkovou výdatnosťou okolo 8 l . s⁻¹ (mapovanie júl 2004). Pramene majú pôvod najmä vo vápencoch a dolomitoch stredného triasu, ale vystupujú aj v slienitých vápencoch kriedy. Tektonická stavba tejto oblasti je pomerne komplikovaná, s množstvom zlomov sz.-jv. smeru, ktoré sú križované zlomami sv.-jz. smeru. Výstupy podzemnej vody takisto ako v predchádzajúcich štruktúrach sa viažu na tieto zlomy a ich križovania. Viac o tejto štruktúre v regionálnom kontexte uvádzajú Kullman a Gazda (1973).

Tektonická jednotka tatrika (ráztočnianska sukcesia) a fatrika

Tieto tektonické jednotky vystupujú v úzkom páse v južnej časti pohoria (obr. 5.2.6). Charakteristickým znakom ráztočnianskej sukcesie je silná tektonická redukcia niektorých členov (karpatský keuper, jura, neokóm). Stredotriasové karbonáty tatrika ráztočnianskej sukcesie a fatrika sú od seba oddelené úzkym pruhom jurských krinoidových a hľuznatých vápencov, prípadne ílovcami, pieskovicami a zlepcami. Zložitá tektonická situácia ovplyvňuje obeh podzemnej vody v týchto tektonických jednotkách, kde bol mapovaním overený jeden významnejší výver podzemnej vody. Výstup podzemnej



Obr. 5.2.6. Hydrogeologická štruktúra hronika v južnej časti pohoria Žiar. Vysvetlivky: 1 – kvartérne sedimenty, medzizrnová priepustnosť; 2 – neogénne vulkanity, puklinová priepustnosť (efúziá, intrúzie), medzizrnová priepustnosť (pyroklastiká, epiklastiká); 3 – paleogénne a neogénne sedimenty panvy, izolátor (flovce), puklinová priepustnosť (pieskovce, zlepenec); 4 – mezozoické sedimenty, krasovo-puklinová priepustnosť (karbonátové horniny stredného a vrchného triasu); 5 – mezozoické sedimenty, puklinová priepustnosť (pestré vápence jury a slienité vápence kriedy); 6 – mezozoické sedimenty, izolátor (bridlice); 7 – magmatické a metamorfované horniny, puklinová priepustnosť (granitoidy, pararuly); 8 – ohraničenie hydrogeologickej štruktúry; 9 – skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku; 10 – straty vody z povrchového toku; 11 – pramene podzemnej vody rozdelené podľa výdatnosti; 12 – výver podzemnej vody do technického diela – tunel.

vody sa viaže na stredotriasové karbonáty a vyviera na tektonickej línii v lokalite Stredná dolina nad obcou Jalovec (bariérový prameň č. 771 Teplý, niekedy nazývaný Tepličky, prameň Jalovec, prameň Uhlisko) s priemernou výdatnosťou $Q = 7,29 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Prameň využíva vodárenská spoločnosť a bol monitorovaný v období od 6. 11. 2008 do 25. 11. 2008 (Černák et al., 2012). Maximálna výdatnosť predstavovala $9,00 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, minimálna $6,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Prameň bol v rokoch 1992 – 1997 režimovo pozorovaný SHMÚ. Maximálny prietok bol $9,95 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, minimálny $6,61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, priemerný $8,49 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Zvýšená teplota podzemnej vody ($13,3 \text{ }^\circ\text{C}$) naznačuje hlbší obeh podzemnej vody vyvierajúcej v prameni. Okrem vody, ktorá je vodárensky zachytená v prameni a odvedená mimo územia výveru, v okolí vyvierajú aj menšie pramene. Z karbonatických komplexov fatrika takto v prameni vyviera a do toku skryto prestupuje sumárne $17,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (jednorazové meranie 11. 7. 2012, zarátaná je výdatnosť prameňa Teplý, ktorý sa odoberá do vodárenskej sústavy, prameňov vyvierajúcich v okolí a skrytých prírastkov do toku). Infiltračná oblasť tohto prameňa leží pravdepodobne aj v priľahlom kryštaliniku. Voda z potokov Stred-

nej doliny a ľavostranného prítoku, ktorá tečie z kryštalinika, po vstupe do karbonatických hornín stráca výdatnosť, menšie potoky zanikajú.

Ďalej na severe vystupujú len malé ostrovčeky karbonátov, ktoré sú prekryté mladšími sedimentmi paleogénu a ponárajú sa pod ne. Obeh a režim podzemnej vody je s nimi úzko spojený.

Tektonická jednotka hronika (ráztočnianska sukcesia)

V južnej časti územia tektonickú jednotku hronika tvorí ráztočnianska sukcesia s. od Handlovej – **štruktúra sklenianskeho mezozoika** (obr. 5.2.6). Tento ostrov zaberá plochu asi 8,5 km². Halmo (1994, in Jezný et al., 1995) opísal vzťah okolitých hydrogeologických celkov k produktívnemu súvrstviu termálnej vody v Bojniciach. Primárnu úlohu z hľadiska ochrany geotermálnej vody Hornonitrianskej kotliny má triasový dolomiticko-vápencový komplex s klastickým paleogénom v nadloží (borovské súvrstvie) s puklinovou a puklinovo-krasovou priepustnosťou. Tento zvodnený systém vytvára v priestore medzi obcami Diviacka Nová Ves a Sklené hlboko ponorené synklinórium prikrýté súvrstvím paleogénu. Zo severnej strany ho ohraničuje mezozoikum fatrika. Za infiltračnú oblasť geotermálnej vody Hornonitrianskej kotliny sa považujú mezozoické karbonatické členy hronika vystupujúce na povrch v oblasti medzi Skleným, Rematou a Ráztočnom (sklenianske mezozoikum) a úzky pás bazálnych paleogénnych klastík (dolomitické brekcie) vystupujúcich pri Ráztočne. Jezný et al. (1995) vyčlenili v návrhu na stanovenie ochranných pásiem Kúpeľov Bojnice karbonáty sklenianskeho mezozoika ako územie s ochrannými opatreniami III. stupňa. Dôvodom bola potreba chrániť geotermálnu vodu Hornonitrianskej kotliny, ktorá sa podieľa na udržaní rovnovážneho stavu geotermálnej vody vysokej bojnickej kryhy a Hornonitrianskej kotliny.

Halmo (et al., 2001; Halmo et al., 1997) taktiež opisuje vo svojej práci sklenianske mezozoikum ako infiltračnú oblasť teriem v Bojniciach. Celkový podzemný odtok odhadol na 90,1 l . s⁻¹ a merný podzemný odtok na 10,18 l . s⁻¹ . km⁻². Podľa neho celkový odtok podzemnej vody v prameňoch a povrchových tokoch predstavuje 10,63 l . s⁻¹ a strata podzemnej vody v infiltračnej oblasti v sklenianskom mezozoiku predstavuje 79 l . s⁻¹.

V roku 2011 Vrana et al. (2011) v rámci úlohy *Bojnice – výpočet množstiev minerálnych vôd* vypočítal v bilančnej oblasti sklenianskeho mezozoika s plochou 15,52 km² prírodné zdroje podzemnej vody 206,0 l . s⁻¹, z toho 52,8 l . s⁻¹ predstavuje cezhraničný odtok podzemnej vody podieľajúci sa na tvorbe termálnej vody Hornonitrianskej kotliny a bojnickej vysokej kryhy.

Pôvodne sa predpokladalo, že karbonáty tohto príkrovu sa odvodňujú aj prameňom č. 1 092 „Bralský“ tunel (pôvodne označovaný ako Tunel T. G. Masaryka, niekedy aj ako Tunel Remata). Výtok je síce na území budovanom dolomitmi, ale vstup podzemnej vody do tunelovej rúry je na styku andezitov s bridlicami paleogénu, a teda voda sa v plnom rozsahu formuje v neovulkanitoch Kremnických vrchov (Záruba a Mencl, 1954, in Franko et al., 1997; Franko et al., 1993). Podľa chemickej analýzy vody vystupujúcej z „Bralského“ tunela (Auxt et al., 1997; v prílohe 6 o hydrogeochemickej dokumentácii, č. objektu 131) je celková mineralizácia podzemnej vody 122,9 mg . l⁻¹. Aj keď ide o Ca–(Mg)–HCO₃ typ vody, má veľmi vysoký obsah SiO₂ (51,89 – 54,82 mg . l⁻¹). Tieto fakty potvrdzujú predchádzajúce predpoklady o pôvode podzemnej vody z vulkanitov. Franko et al. (1993) tiež uvádzajú, že tento výtok podzemnej vody má odlišný režim oproti režimu prameňov viazaných na karbonáty mezozoika v tomto území. Prameň „Bralský“ tunel má stálejší režim (pomer Q_{min}/Q_{max} = 1 : 1,82) a menej výraznú reakciu na zrážky a topenie snehu. Autori uvádzajú veľkú retardáciu vo vzťahu k jarnému topeniu snehu s oneskorením 1 – 2 mesiace. To vedie k predpokladu drénovania podzemnej vody významného poruchového pásma veľkého dĺžkového rozsahu vyplneného drveným materiálom regulujúcim vyprázdňovanie podzemnej vody zo zlomového pásma. Halmo et al. (2001) uvádzajú výdatnosť prameňa „Bralský“ tunel 35,4 – 49,5 l . s⁻¹. My sme opakovanými meraniami prietoku overili priemernú výdatnosť tohto prameňa v čase mapovania asi 40 l . s⁻¹. SVS Prievidza tento prameň, kedysi zachytený a využívaný (pôvodným podnikom SVaK), pre problémy s ochranou v pásme I. stupňa nevyužíva ani nemonitoruje. Výtok z tunela v rokoch 1955 – 1961 bol režimovo pozorovaný SHMÚ. Maximálny prietok predstavoval 49,5 l . s⁻¹, minimálny 35,4 l . s⁻¹, priemerný 38,93 l . s⁻¹.

Podľa uvedených faktov je zrejmé, že konfrontácia s výstupmi podzemnej vody v prameňoch a povrchových tokoch dokumentuje významný deficit vo vzťahu k infiltrácii zrážkovej vody. Svedčí to

o odtokovej otvorenosti štruktúry s existenciou významných skrytých prestupov podzemnej vody do mladších súvrství.

Na základe podrobného mapovania tejto oblasti a geologického zloženia sme vyčlenili štruktúru sklenianskeho mezozoika (obr. 5.2.6), ktoré tvoria vápence a dolomity hronika. Najväčší výver podzemnej vody v danej oblasti sa viaže na zachytený prameň v Ráztočne (č. 825), ktorý má pôvod v karbonátoch hronika (vápence?), no vystupuje z karbonátových brekcií, zlepencov a pieskovcov borovského súvrstvia (paleogén). Pravdepodobne tvorí bariéru cirkulujúcej podzemnej vode. Prameň je zachytený a využíva ho SVPS, a. s., Prievidza. Jeho priemerná výdatnosť je okolo $12,09 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (podľa meraní SVS Prievidza). Černák et al. (2012) uvádzajú priemernú výdatnosť prameňa na základe režimových meraní v roku 2009, do ktorej bola zahrnutá aj výdatnosť na prepade z prameňa, $14,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ($Q_{\text{max.}} - Q_{\text{min.}} = 27,14 - 6,06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a priemernú teplotu $8,45 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ($T_{\text{max.}} - T_{\text{min.}} = 7,5 - 9,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$). Prameň vyviera v nadmorskej výške 400 m, jeho infiltračná oblasť sa nachádza v Sklenianskom kráse, na výraznej krasovej planine (664 m n. m.) nad obcou Sklené v časti Za Krížom – Haleje vŕšky – Pod Kobyľou horou. Najvýznamnejšia jaskyňa v tejto lokalite je Jaskyňa na Lazoch, nazývaná aj Egrešovka. Slúži ako vtoková oblasť jarnej vody do Sklenianskej planiny. Jej celková známa dĺžka je 50 m a hĺbka 17 m. Farbiacim stopovacím pokusom sa dokázalo spojenie s Ráztočnianskou vyvieracťou (v tesnej blízkosti vodárensky zachyteného prameňa č. 394 Ráztočno), nachádzajúcou sa 2,5 km od jaskyne (Lutonský, 1987).

V centrálnej časti sklenianskeho mezozoika sa okrem tohto výdatného prameňa nevyskytuje iný prameň. Ďalšie, menej výdatné pramene sa vyskytujú v južnej časti štruktúry, kde vyvierajú na kontakte s nepriepustnými fľovcami hutianskeho a zubereckého súvrstvia. Pramene majú celkovú sumárnu výdatnosť do $3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V tejto štruktúre vyviera celkovo 17 prameňov (tab. 5.2.9).

Tab. 5.2.8. Základná štatistika prameňov vyvierajúcich v hydrogeologickej štruktúre sklenianskeho mezozoika (hronikum).

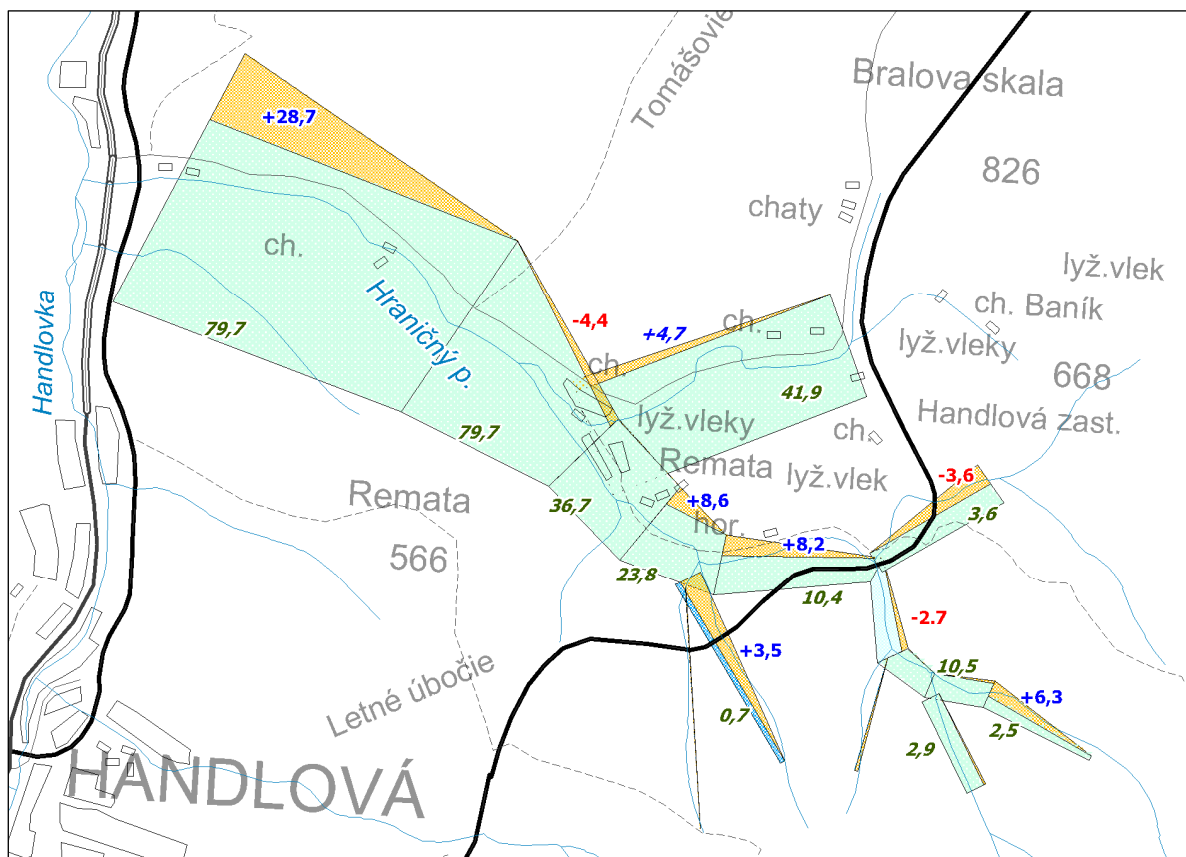
Hydrogeologický celok	Počet prameňov	Q _{max.}	Q _{min.}	Q _{priem.}	Q suma
Vápence hronika	2	0,025	0,001	0,013	0,026
Dolomity hronika	15	12,09	0,01	13,7	20,554
Spolu	17	12,090	0,001	1,211	20,580

Doliny v dolomitoch tejto časti sú suché a zriedkavé toky vstupujúce do tohto celku infiltrujú v krátkom úseku po vstupe do tohto horninového celku (prameň č. 992 „Zábava“). Paleogénne fľovité sedimenty tvoria bariéru podzemnej vode cirkulujúcej v tomto celku a podmieňujú jej výstup vo forme prameňov na jej kontakte napr. v Ráztočne (č. 825) či v Remate (pri vľeku, č. 1 063 a č. 1 064) s výdatnosťou niekoľko litrov za sekundu. Zreteľné je to najmä v južnej časti, ktorú sme nazvali **Rematské okno** a ktorá je z južnej, západnej a severnej strany ohraničená týmto nepriepustným paleogénnym súvrstvom (obr. 5.2.6). Tu vystupuje väčšina prameňov, ktoré boli lokalizované v tomto hydrogeologickom celku. Infiltračná oblasť Rematského okna je zväčšená o plochu neovulkanických hornín (efuzíva, intrúzie dioritu, pyroklastiká), z ktorých vystupuje pomerne veľa menej výdatných prameňov. Infiltračná plocha je ohraničená hrebeňom od Bralovej skaly cez Kozie chrbty až po Letné úbočie a kótu Remata (568). Hustota prameňov v neovulkanitoch je vyššia ako dôsledok plytšieho a kratšieho obehu podzemnej vody v prípravchovej zóne. Po vstupe do dolomitického komplexu však hustota prameňov na 1 km^2 klesá, ale naopak, zvyšuje sa výdatnosť. Svedčí to o väčšom sústredení podzemnej vody a jej obehu po preferovaných cestách. Rematské okno pôsobí ako drén a odvádza vodu z neovulkanických hornín. Je to zdokumentované napr. na chemickom zložení podzemnej vody (14 analýz) z prameňa č. 1 089 „Volova ríť“, ktorá má zvýšený obsah SiO_2 (obsah SiO_2 kolíše v intervale $20 - 32 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Voda z tohto prameňa v karbonátoch má vyššie hodnoty mineralizácie (okolo $150 - 300 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) ako typická voda z príľahlých neovulkanitov ($100 - 150 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Podzemná voda vystupuje v dolomitoch vo forme sutinových, puklinových a bariérových prameňov alebo skryto prestupuje do toku, ktorý vykazuje nárast výdatnosti pred vstupom Hraničného potoka do geologickej bariéry nepriepustných paleogénnych sedimentov. Po prechode tejto bariéry sa 16. 9. 2004 úsekovým meraním prietoku overila strata na Hraničnom potoku medzi osadou Remata

a sútokom s Handlovkou asi $11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Merania z 20. 8. 2009 (Vrana et al., 2011) však dokumentujú, naopak, malé skryté prítoky do Hraničného potoka. Ako to autori dokumentujú podľa výsledkov sústavného režimového pozorovania prietoku na Hraničnom potoku v hydrologickom roku 2009, časť podzemnej vody z karbonátov bilančnej oblasti latentne prestupuje do Hraničného potoka. Jednorazové expedičné merania prietoku z 21. – 22. 10. 2011 na Hraničnom potoku overilo skryté prírastky podzemnej vody do toku v objeme $41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (obr. 5.2.7; Černák et al., 2012).

Obeh podzemnej vody v danej štruktúre je veľmi zložitý. Presné vymedzenie štruktúry, ako aj režimu si vyžaduje podrobnejšie práce a syntézu údajov zo širšieho okolia.



Obr. 5.2.7. Úsekové meranie prietoku ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$) 21. – 22. 10. 2011 na Hraničnom potoku v Remate (upravené; Černák et al., 2012).

C. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX REGIONÁLNYCH IZOLÁTOROV

Medzi regionálne izolátory môžeme v rámci hodnoteného územia zaradiť predovšetkým:

- *hydrogeologický celok verfenských bridlíc tatrika*,
- *hydrogeologický celok keuperských bridlíc tatrika (žiarska a ráztočnianska sukcesia) a fatrika (zliechovská sukcesia)*,
- *hydrogeologický celok sivých ílovcov a pieskovcov lunzkých vrstiev fatrika (zliechovská sukcesia) a hronika (mojtínsko-harmanecká a ráztočnianska sukcesia)*.

Hydrogeologické komplexy regionálnych izolátorov majú význam pri obehú a režime podzemnej vody v hydrogeologických celkoch a hydrogeologických štruktúrach. Tieto súvrstvia pôsobia ako usmerňovač cirkulácie podzemnej vody najmä v triasových karbonátov. Na ich styku vyvierajú podzemná voda vo forme vrstvomých prameňov.

Základný rozdiel medzi týmto hydrogeologickým komplexom a hydrogeologickým komplexom hornín hydrogeologického masívu je v málo výraznej, resp. neprítomnej zóne pripovrchového rozrušenia, na ktorú by sa viazal obeh podzemnej vody.

Ako už vyplýva z názvu tohto hydrogeologického komplexu, jeho základnou hydraulickou charakteristikou je nízka priepustnosť, resp. prietornosť, a jeho základnou funkciou je tesnenie, t. j. usmer-

ňovanie obehu podzemnej vody v priepustnejších hydrogeologických celkoch. Ich priepustnosť sa pohybuje v hodnotách nižších než $3 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Pri ich celkovom hodnotení však nesmieme zabúdať, že lokálne obmedzený a pomalý pohyb podzemnej vody je aj v takomto horninovom prostredí, pričom miestami – pod vplyvom zlomovej tektoniky alebo prítomnosti detritickejších polôh – môžeme zaznamenať zvýšenú intenzitu obehu podzemnej vody aj v tomto hydrogeologickom komplexe. Tieto horniny môžu umožňovať plynší obeh podzemnej vody v pripovrchovej rozrušenej zóne, no ich celkový charakter ich zaraďuje medzi izolátory.

D. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX SEDIMENTOV PANVY

Na západnej strane pohoria vystupujú tieto hydrogeologické celky:

- *paleogénnych bazálnych zlepcov (borovského súvrstvia),*
- *ílovcov paleogénneho okrajového (terchovského) súvrstvia,*
- *flyšového charakteru hutianskeho a zubereckého súvrstvia (paleogén),*
- *pieskovcových vrstiev bielopotockého typu,*
- *štrkov a pieskov lelovského súvrstvia.*

Paleogénne borovské súvrstvie leží na triasových dolomitoch chočského príkrovu a spolu s podložnými mezozoickými komplexmi vytvára infiltračnú oblasť bojnických teriem. Obeh podzemnej vody je obdobný ako v dolomiticko-vápencovom komplexe.

Ostatné hydrogeologické celky paleogénu sú vzhľadom na svoj flyšový charakter a prevahu ílovcov relatívne nepriepustné a v niektorých prípadoch tvoria hydrogeologický izolátor.

Odtok z bielopotockých pieskovcov na pravej strane Handlovky hodnotili Franko et al. (1997). Pieskovce sú po svojom obvode a v podloží ohraničené podložným nepriepustným hutianskym a zubereckým súvrstvím. Pri mapovaní sa tu zaznamenalo 8 prameňov s celkovou spoločnou výdatnosťou do $0,35 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V blokoch bielopotockých pieskovcov voda prúdi smerom do nižšie položených častí územia. V skúmanom území sa robilo expedičné úsekové meranie prietoku na zistenie skrytých prírastkov na Čausianskom a Breznianskom potoku po dlhšom bezzrážkovom období 10. – 13. 7. 2012 (Černák et al., 2012). Zaznamenali sa tam malé prestupy vody do Čausianskeho potoka v oblasti nad obcou Malá Čausa. Možno to pripísať pozvoľnému prestupu vody cez kvartérne sedimenty z kryštalinika.

Expedičné úsekové meranie prietoku na zistenie skrytých prírastkov sa robilo na toku Handlovky v úseku pod Handlovou a obcou Jalovec po dlhšom bezzrážkovom období 22. 10. 2011 (Černák et al., 2012). V tejto časti tok Handlovka tečie v terchovskom (okrajovom), hutianskom a zubereckom súvrství a tok sleduje pokračovanie handlovského zlomu. V toku Handlovky pod Handlovou sa jednorazovým expedičným meraním prietoku zistila strata $35,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (13,3 % prietoku). Pred Jalovcom sa zaznamenal prírastok na povrchovom toku $40,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (9,6 % prietoku). Pri zohľadnení chyby merania 5 % ide o minimálne zmeny v prietoku. Na základe toho možno predpokladať, že funkcia handlovského zlomu vo vzťahu k povrchovej vode z pohľadu drenáže alebo dotácie podzemnej vody má v tejto časti minimálny význam.

Vývoj a vlastnosti lelovského súvrstvia na nitrianskej strane nie sú zatiaľ overené vrtnými prácami. Vymedzenie geofyzikálnymi meraniami nie je jednoznačné vzhľadom na približne rovnaké odporové parametre s podložnými a porušenými vrstvami keuperu a verfénu. V oblasti Solky predpokladá Polák (1997) hrúbku lelovského súvrstvia zhruba 30 – 50 m. Vo vzťahu k silno priepustným karbonátovým horninám v oblasti Solky plnia funkciu bariéry. Tam, kde je styk kryštalinika s pokryvom delúvia s týmto súvrstvím, dochádza ku skrytému prestupu podzemnej vody do piesčitých a štrkovitých polôh.

Na východnej strane pohoria vystupuje hydrogeologický celok **konglomerátov a pieskovcov abramovských vrstiev a svetlosivých vápnitých ílov pravnianskych vrstiev**.

Abramovské vrstvy vystupujú na zmapovanom území vo forme ostrova v oblasti Čierneho dielu. Okrem toho (mimo skúmaného územia) vystupujú ako izolovaná tektonická kryha s hrúbkou 50 – 200 m v oblasti medzi Poleriekou a Trhanovou. Styk s karbonátovými horninami pohoria nie je jednoznačný a pravdepodobne neumožňuje hydraulickú komunikáciu podzemnej vody.

Pravnianske vrstvy vystupujúce v oblasti medzi Slovenským Pravnom a Rudnom sa vyznačujú veľkou variabilitou litologického zloženia, ktoré sa formovalo v oscilujúcom jazernom prostredí.

Môžeme tu očakávať náhle zmeny priepustnosti sedimentov vo vertikálnom aj horizontálnom smere. Pravnianske vrstvy sú v kontakte prevažne s horninami kryštalinika, kde nedochádza k väčším prestupom podzemnej vody.

E. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX NEOVULKANITOV

Hydrogeologický komplex neovulkanitov pozostáva najmä z hydrogeologického celku vulkanitov Kremnických vrchov (pyroklastiká, lávové prúdy a intrúzie).

Smer prúdenia podzemnej vody je podmienený erozívnymi bázami potokov tečúcich do Hornonitrianskej kotliny. Sklon terénu západnej časti Kozích chrbtov je strmší ako sklon na východnej časti hrebeňa, čo podmieňuje hlbšie zarezanie tokov. Smer prúdenia podzemnej vody je v oblasti Rematy a Handlovej podmienený uložením andezitov na menej priepustných (lehotské súvrstvie) vrstvách, takže pramene vyvierajú na svahu na ich styku. Obeh podzemnej vody je všeobecne plytký a prejavuje sa výstupom väčšieho počtu málo výdatných prameňov.

Vo vulkanickom komplexe možno vyčleniť podzemnú vodu viazanú na:

- puklinovo-medzizrnové prostredie skalného masívu, vo vrchnej časti zvýraznené predovšetkým klimatickými činiteľmi,
- výrazné tektonické línie regionálneho charakteru, ktoré sú sprevádzané zónami so zvýšenou puklinovitosťou skalného masívu.

Puklinová priepustnosť prevláda najmä pri andezitoch, vulkanických brekciách, konglomerátoch, vulkanických pieskovcoch, tufitických siltovcoch a ílovcoch. Medzizrnová priepustnosť prevláda pri tufoch, prípadne niektorých vulkanických brekciách. Pramene majú výdatnosť väčšinou do $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, na čelách dobre rozpukaných lávových prúdov vyvierajú prevažne vrstvom a puklinovo-vrstvom pramene s výdatnosťou medzi $1,0$ až $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Medzi najvýdatnejšie pramene na strane Kremnických vrchov patria: prameň č. 1 149 Pekelňa Remata (monitorovaný SHMÚ, č. 1 063, $Q_{\text{priem}} 1955 - 2011 = 2,48 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), zachytený prameň Mlynská dolina 1 ($Q_{\text{priem}} 2007 - 2011 = 6,87 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a Mlynská dolina 2 ($Q_{\text{priem}} 2007 - 2011 = 2,67 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Lávové prúdy andezitov majú drenážnu funkciu vulkanoklastických súvrství, ktoré ich prekrývajú (Černák et al., 2012).

Obeh podzemnej vody sa uskutočňuje po puklinách. Výrazným prejavom sústredovania podzemnej vody v tomto komplexe je však prameň „Bralský“ tunel, ktorý má výdatnosť od 35 do $45 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Je založený na zlome a podľa režimových meraní Franka et al. (1993) komunikácia vody prebieha na veľkú vzdialenosť.

F. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX SEDIMENTOV KVARTÉRU

Hydrogeologické celky aluviálnych a proluviálnych sedimentov plnia najmä funkciu retenčného prostredia a regulátora podzemného odtoku. Na overenie filtračných charakteristík proluviálnych sedimentov vykonal Polák (1997) prítokové skúšky na domových studniach. Podľa orientačných prepočtov boli zdokumentované koeficienty filtrácie rádovo $n \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, čo zodpovedá zahlineniu, nevytriedeniu a nízkej priepustnosti sedimentov. Filtračné podmienky proluviálnych sedimentov na styku s Hornonitrianskou kotlinou vykazujú podobné charakteristiky. Autor uvádza koeficient filtrácie $1,1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Proluviálne sedimenty neumožňujú badateľný prestup podzemnej vody do podložného neogénu. Aluviálne sedimenty sa nachádzajú na horných tokoch miernejšie modelovaného reliéfu kryštalinika, kde nedosahujú významnejšiu hrúbku, ako aj v podhorských nivách všetkých väčších tokov. Najvýznamnejšie sú aluviá tokov Vrúca, Tmavá, Vyšehradný potok a Hraničný potok. Nivné sedimenty sú málo vytriedené, s pokryvom hĺn. Ich význam je najmä v regulácii podzemného odtoku, kde tieto sedimenty plnia funkciu retenčného prostredia.

6. HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY

6.1. PROCESY TVORBY CHEMICKÉHO ZLOŽENIA PODZEMNEJ VODY REGIÓNU

6.1.1. Primárne (prírodné) faktory

Podzemná voda skúmaného územia má 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 rozličných faktorov a interakcií, ktoré majú rozhodujúci význam pri formovaní kvantity, kvality, ako aj zákonitostí jej obehu. Výsledné chemické zloženie podzemnej vody je výsledkom rôznych a v mnohých prípadoch spolupôsobiacich faktorov. S ohľadom na špecifiká pohoria Žiar je možné uviesť tieto najdôležitejšie primárne faktory v území:

- množstvo a fyzikálno-chemické vlastnosti zrážkovej vody, resp. minimálne množstvo 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 (medzizrnový, puklinový, resp. puklinovo-krasový),
- hydrodynamické, termodynamické, resp. oxidačno-redukčné podmienky obehu podzemnej vody a dĺžka ich interakcie s horninami.

Mineralizačné procesy interakcie voda – hornina, prípadne voda – pôda, ich vnútorný mechanizmus a kinetika sú podrobnejšie opísané napríklad v prácach Gazdu (1965), Gazdu a Kullmana (1964), Pačesa (1983) či Kullmana a Gazdu (1973). V ďalšej časti sú bližšie charakterizované základné chemické vlastnosti vstupujúcej zrážkovej vody na základe údajov získaných zo širšej oblasti študovaného územia. V samostatnej časti je stručná charakteristika chemického zloženia povrchovej vody v území.

Kvalita zrážkovej vody

Zrážková voda môže významnou mierou ovplyvňovať chemické a kvalitatívne vlastnosti podzemnej vody, pretože reprezentuje iniciálne chemické zloženie vody vstupujúcej do podzemného obehu. Z hľadiska dopĺňania zásob podzemnej vody v oblasti sú najdôležitejšie práve zrážky (podzemná voda má takmer výlučne atmosférický pôvod). Chemické zloženie zrážkovej vody na jednej strane reflektuje terigénny, resp. morský pôvod solí, ale na druhej strane aj antropogénne zaťaženie atmosféry.

Vzhľadom na význam zrážkovej vody je v tejto časti základná charakteristika jej chemického zloženia a kvalitatívnych vlastností. Hoci posudzovanie chemického zloženia zrážkovej vody nie je v podmienkach Slovenska bežné, účelovo sa zisťovalo na lokalitách Polerieka, Brieštie, Vyšehradné (Vandrová et al., 1999), Slovany (Krauschneiderová et al., 1979), Kláštor pod Znievom (Bujalka et al., 1973), Kunerád a Martinské hole (Šalagová et al., 1983). Ďalšie údaje reprezentujú analýzy snehu získané v rámci monitoringu snehovej pokrývky Slovenska. Ide o lokality zo širšej oblasti pohoria Žiar – Martinské hole, Handlová – Nová Lehota a Podhradie pri Novákoch (Vrana et al., 1989; Bodiš et al., 2000; Bodiš et al., 2003, in Klukanová et al., 2003). Monitoring sa realizuje od roku 1976.

Ak sú k dispozícii vhodné údaje, pri hodnotení kvality zrážok je potrebné rozlíšiť kvalitu kvapalných zrážok a kvalitu zimných zrážok (snehu). V tabuľke 6.1.1 je uvedená charakteristika chemického zloženia kvapalných zrážok, ktoré sa zistilo na 4 lokalitách (ide o kumulované zrážky – časové obdobie záviselo od úhrnného množstva zrážok). V prípade lokality Kunerád je chemické zloženie reprezentované radom 26 pozorovaní v rokoch 1976 – 1981 a uvedené sú základné štatistické parametre. Charakteristika chemického zloženia snehu, resp. základné štatistické parametre (v prípade radu pozorovaní)

sú zhrnuté v tab. 6.1.2. Pri odbere vzoriek snehu je snahou vzorkovať celý profil snehovej pokrývky a charakterizovať chemické zloženie vodných roztokov vznikajúcich pri jej topení vrátane suchej depozície. Na 4 lokalitách sa vzorky snehu odobrali jedenkrát, na jednej lokalite 2-krát a tri spomínané lokality sa monitorovali 1-krát ročne takmer nepretržite od roku 1976. Na porovnanie pozorovaných výsledkov z jednotlivých lokalít sú uvedené aj celoslovenské priemerné hodnoty a mediány základných komponentov chemického rozboru z 28-ročného pozorovania všetkých 44 lokalít pozorovacej siete zimných zrážok Slovenska.

Tab. 6.1.1. Chemické zloženie dažďovej vody v širšej oblasti pohoria Žiar (okrem pH v $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

	Slovany	Kláštor pod Znievom	Martinské hole (n = 3)			Kunerád (n = 26)				
			priemer	min.	max.	priemer	medián	s	min.	max.
Dátum	3. 7. 1979	1. 9. 1971	1975, 1976			1976 – 1981				
Mineralizácia	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
CHSK _{Mn}	4,08	2,16	8,05	3,36	11,60	3,34	3,44	1,70	0,72	7,36
Na ⁺	0,35	1,90	2,27	2,00	2,80	0,49	0,30	0,51	0,10	2,00
K ⁺	1,20	1,30	1,13	0,80	1,40	0,70	0,65	0,63	0,20	3,10
Ca ²⁺	14,03	2,80	2,80	2,00	3,60	6,29	4,81	4,02	1,80	16,03
Mg ²⁺	4,86	0,78	0,73	0,73	0,73	1,66	1,22	1,35	0,24	5,59
Fe _{celk}	0,13	0,06	0,17	0,06	0,35	0,04	0,03	0,04	0,01	0,18
Mn ²⁺	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,13
NH ₄ ⁺	3,00	1,49	0,21	0,18	0,27	1,67	1,33	1,27	0,20	4,39
Cl ⁻	11,35	1,20	1,65	1,06	2,13	1,91	1,51	1,13	0,53	4,61
SO ₄ ²⁻	10,69	10,18	4,38	3,29	4,93	9,67	7,40	6,98	0,81	27,56
NO ₂ ⁻	0,250	0,030	0,033	0,030	0,040	0,130	0,120	0,126	0,005	0,590
NO ₃ ⁻	1,40	2,10	0,70	0,25	1,60	2,44	2,35	1,68	0,00	7,00
PO ₄ ³⁻	0,005	0,000	0,005	0,005	0,005	0,166	0,080	0,223	0,005	0,750
HCO ₃ ⁻	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

s – smerodajná odchýlka

Z údajov prezentovaných v tabuľkách sú zjavné rozdiely v chemickom zložení kvapalných zrážok (tab. 6.1.1) a zimných zrážok (tab. 6.1.2). Vo všeobecnosti sa v kvapalných zrážkach zaznamenala podstatne vyššia koncentrácia prakticky všetkých základných chemických parametrov, a teda aj celkovej mineralizácie (priemerná hodnota na dlhodobu sledovanú lokalitu Kunerád je $46,97 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Podobne sa v kumulovaných zrážkach zistili podstatne vyššie hodnoty pH (v Kuneráde $\text{pH}_{\text{priemer}} = 6,29$). V kvapalných zrážkach prevláda nevýrazné Ca-(SO₄)-HCO₃, prípadne zmiešané Ca-Mg-NH₄-SO₄-HCO₃ chemické zloženie vody. Analýzy kumulovaných zrážok udávajú obraz o celkovom toku látok z atmosféry na zemský povrch. Koncentrácia niektorých látok, ako aj hodnota pH však môžu byť ovplyvnené sekundárnymi vplyvmi prebiehajúcimi v zbernej nádobe.

Na dopĺňaní zásob podzemnej vody sa podieľajú prevažne zimné zrážky, ktorých chemický typ je nevyhranený, resp. zmiešaný. V poradí podľa prevládajúcich iónov sú na monitorovaných lokalitách zastúpené zložky Ca²⁺-NH₄⁺-Na⁺-Mg²⁺-HCO₃⁻-Cl⁻-NO₃⁻-SO₄²⁻. Na nemonitorovaných lokalitách (jednorazové odbery) sa pomerné zastúpenie uvedených parametrov v rôznom poradí mení. Veľmi nízke priemerné hodnoty celkovej mineralizácie na monitorovaných lokalitách (Podhradie $12,21 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, Nová Lehota $16,46 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, Martinské hole $10,15 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) korešponujú s ich celoslovenským priemerom, resp. sú nižšie. Odlišný charakter majú hodnoty celkovej mineralizácie na ostatných lokalitách. Sú

výrazne vyššie (viac ako $20 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Môže to byť dôsledkom všeobecnej premenlivosti chemického zloženia zrážkovej vody, alebo je to spôsobené odlišným charakterom odberu vzoriek a analytického spracovania.

Zimné zrážky sa celkovo vyznačujú výrazne kyslou reakciou (hodnoty pH prevažne 4,4 – 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 vážnych problémov ukazuje uvoľňovanie hliníka a železa, prípadne ďalších kovov z pôdy a hornín vplyvom iónov H^+ do podzemnej vody.

Zrážková voda je zdrojom podstatnej časti iónov Cl^- a NO_3^- , ale aj ďalších chemických zložiek vystupujúcich v antropogénne neovplyvnenej podzemnej vode, a to najmä v nízko mineralizovanej vode kryštalinika so silikátogénnou mineralizáciou. Chloridy v atmosfére majú najmä morský pôvod (odrážajú globálne zloženie atmosféry), zatiaľ čo koncentrácia dusičnanov, ale aj iných zložiek (SO_4^{2-} , NH_4^+) odráža antropogénne znečistenie atmosféry predovšetkým z lokálnych zdrojov.

Na základe výsledkov uvedených charakteristík chemického zloženia je možné konštatovať, že zrážková voda širšej oblasti Žiaru sa vyznačuje chemickým zložením a stupňom znečistenia zodpovedajúcim najmä globálnym trendom zloženia atmosféry. Lokálne ovplyvnenie zrážok z antropogénnych zdrojov sa prejavuje v oblasti len v obmedzenej miere a nemá trvalejší charakter.

Kvalita povrchovej vody

Z hľadiska dopĺňania zásob podzemnej vody povrchová voda Žiaru nemá väčší význam, pretože v prevažnej miere má drenážny charakter vo vzťahu k vode podzemného obehu. Výnimkou môže byť veľmi malé územie aluviálnych náplavov horného toku Nitra medzi obcami Nitrianske Pravno a Kláčno, resp. Suhej Vríce v oblasti Kláštora pod Znievom, ktoré za vysokých vodných stavov môžu dotovať podzemnú vodu. Chemické zloženie tokov preto svojím chemickým zložením odráža predovšetkým chemické zloženie zdrojovej zrážkovej a podzemnej vody (ich pomer a kvalitu) a geologickú stavbu výverovej oblasti a pozdĺž toku. Významnejšie zjavné sekundárne ovplyvnenie povrchovej vody na základe dostupných údajov sa nezaznamenalo.

Chemické zloženie povrchových tokov je známe najmä z údajov z okrajových častí územia a bolo zaznamenané v prácach Bujalku et al. (1973), Valušiačka et al. (1976), Bubeníka et al. (1976), Méryho a Frličkovej (1986), Matejčekovej et al. (1989), Pirmana a Potyša (1991), Auxta et al. (1997) a Vandrovnej et al. (1999). Základná charakteristika chemického zloženia povrchovej vody je uvedená v tab. 6.1.3. Povrchová voda je na základe prevládajúcej geologickej stavby územia pozdĺž toku rozdelená na 4 skupiny. Zvlášť sú charakterizované povrchové toky s dominantným povodím v kryštaliniku, resp. mezozoiku. Samostatné dve skupiny reprezentujú povodia s pomerne vyrovnaným zastúpením dvoch základných geologických jednotiek (mezozoikum a kryštalinikum, resp. mezozoikum a neovulkanity). Opodstatnosť takéhoto rozdelenia sa potvrdila rôznym chemickým zložením povrchovej vody vyčlenených skupín.

Všeobecne najnižší obsah látok, najnižšia celková mineralizácia (priemer $143,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a hodnoty pH (priemer 6,99) sú zdokumentované v povrchových tokoch kryštalinika. O niečo vyššie hodnoty koncentrácie chemických parametrov a pH sú zistené z povodí so zastúpením kryštalinických hornín a hornín mezozoika (priemerná hodnota celkovej mineralizácie je $257,6 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, pH 7,40). Najvyššia koncentrácia chemických látok a najvyššie hodnoty pH sú charakteristické pre povrchovú vodu v karbonátových horninách pozdĺž ich tokov (priemerná hodnota celkovej mineralizácie je $398,9 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, pH 7,92).

V rámci národnej monitorovacej siete sa pravidelne 6 – 12-krát ročne pozoruje potok Handlovka pod Handlovou. Vo vzorkách sa analyzujú ukazovatele kyslíkového režimu, základné fyzikálno-chemické parametre, nutrienty, stopové prvky a biologické a mikrobiologické ukazovatele. Handlovka je zaťažená odpadovou vodou z mesta Handlovej a banského priemyslu. Výsledky sú zosumarizované z režimových pozorovaní za posledných 10 rokov. V skupine ukazovateľov kyslíkového režimu (A) v miestach odberov pod Handlovou koncentrácia BSK_5 spôsobuje III. triedu kvality (v rokoch 2001 až 2002, $c_{90} = 8,36 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), čo je zlepšenie oproti predchádzajúcemu obdobiu až o 2 triedy. V skupine základných fyzikálno-chemických ukazovateľov (B) bol tok zaradený do II. triedy kvality. Vzhľadom na obsah nutrientov (C) a mikrobiologických ukazovateľov (E) bola Handlovka zaradená do V. triedy

Tab. 6.1.2. Chemické zloženie snehu v širšej oblasti pohoria Žiar (okrem pH v mg . l⁻¹).

Dátum	Slovensko- sko prie- mer (n = 1 154)	Polerieka	Briestie	Vyše- hradné	Slovany	Martin. holy (vrchol)	Martin. holy (vrchol)	Podhradie (n = 27)				Handlová-Nová Lehota (n = 25)				Martinské hole (n = 28) – nadm.výška 900 m						
								x	medián	s	min	max	x	medián	s	min	max	x	medián	s	min	max
	1976 – 2004	6. 3. 1996	6. 3. 1996	6. 3. 1996	27. 2. 1979	18. 2. 1981	26. 2. 1981	12,21	10,77	5,09	2,30	23,25	16,46	13,55	11,14	3,76	54,13	10,15	8,38	5,27	3,03	22,74
Mineral.	15,06	22,35	20,89	37,63	27,27	29,45	27,46	4,54	4,34	0,59	4,00	6,44	4,75	4,60	0,53	4,10	6,18	4,71	4,54	0,56	3,80	5,99
pH	4,91	5,40	4,31	4,50	5,70	6,90	5,90	1,14	1,25	0,89	0,00	2,56	1,12	0,72	1,16	0,00	4,36	1,12	0,98	1,19	0,00	5,40
CHSK _{min}	1,36	2,48	2,72	7,84	3,36	2,24	2,08	0,23	0,16	0,19	0,02	0,70	0,34	0,25	0,33	0,03	1,43	0,18	0,12	0,17	0,00	0,69
Na	0,36	0,40	0,30	0,30	2,00	0,40	0,30	0,11	0,09	0,10	0,00	0,43	0,16	0,09	0,27	0,00	1,40	0,10	0,08	0,11	0,00	0,52
K	0,17	0,30	0,40	1,40	0,80	0,30	0,20	0,17	0,85	1,00	0,16	4,35	1,42	0,93	1,14	0,06	4,20	0,79	0,63	0,63	0,18	3,00
Ca	1,51	3,01	1,40	4,21	3,60	4,41	2,81	1,17	0,85	1,00	0,16	0,76	0,38	0,27	0,40	0,03	2,05	0,18	0,14	0,17	0,02	0,86
Mg	0,29	0,49	1,09	1,95	0,73	0,49	0,73	0,21	0,16	0,17	0,03	0,76	0,38	0,27	0,40	0,03	2,05	0,18	0,14	0,17	0,02	0,86
Fe	0,20	0,03	0,05	0,08	0,06	0,16	0,06	0,13	0,11	0,09	0,01	0,31	0,41	0,13	0,78	0,02	3,50	0,14	0,09	0,18	0,01	0,71
Mn	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04	0,02	0,01	0,02	0,00	0,07	0,02	0,01	0,04	0,00	0,20
NH ₄	0,752	1,000	1,000	1,400	0,180	1,000	0,800	0,558	0,470	0,301	0,028	1,240	0,710	0,670	0,463	0,130	2,140	0,427	0,342	0,290	0,035	1,320
Cl	1,92	1,60	5,32	3,01	1,77	2,48	0,99	1,60	1,01	1,44	0,16	5,74	2,04	1,40	2,40	0,22	12,02	1,46	0,90	1,42	0,27	6,21
SO ₄	4,46	5,27	5,97	12,18	4,93	6,17	2,47	4,35	3,85	2,20	1,10	10,29	5,77	4,10	5,66	1,20	28,60	3,21	2,45	2,20	0,25	9,05
NO ₂	0,01	0,05	0,01	0,01	0,03	0,06	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,01	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
NO ₃	2,52	5,20	2,20	9,60	1,60	4,10	3,20	2,48	2,50	1,02	0,15	4,50	2,98	2,90	1,40	1,06	7,25	1,91	2,13	1,25	0,01	5,70
PO ₄	0,0240	0,0400	0,0700	0,2500	<0,01	0,1200	0,0100	0,0314	0,0190	0,0472	0,0000	0,2370	0,0111	0,0025	0,0144	0,0025	0,0500	0,0106	0,0025	0,0226	0,0025	0,1100
HCO ₃	1,84	4,88	0,01	3,05	12,20	6,10	12,20	0,55	0,00	1,20	0,00	5,50	0,80	0,31	1,23	0,00	5,20	0,83	0,30	1,10	0,00	4,55
Cr	0,0014	0,0010	0,0010	0,0020	-	0,0000	0,0040	0,0012	0,0005	0,0017	0,0001	0,0064	0,0011	0,0003	0,0015	0,0001	0,0042	0,0010	0,0003	0,0016	0,0001	0,0060
Cu	0,0043	0,0030	<0,001	0,0020	-	0,0070	0,0050	0,0042	0,0020	0,0079	0,0003	0,0390	0,0028	0,0021	0,0021	0,0006	0,0100	0,0026	0,0021	0,0023	0,0005	0,0120
Zn	0,036	0,037	0,054	0,041	-	0,194	0,052	0,035	0,019	0,049	0,002	2,00	0,024	0,019	0,019	0,003	0,085	0,019	0,012	0,020	0,002	0,092
As	0,0084	0,0040	0,0050	0,0070	-	0,0050	0,0020	0,0290	0,0133	0,0541	0,0021	0,2050	0,0245	0,0047	0,0430	0,0006	0,1400	0,0031	0,0008	0,0067	0,0000	0,0255
Cd	0,001	<0,001	<0,001	<0,001	-	0,00800	0,00000	0,00025	0,00025	0,00017	0,00001	0,00057	0,00037	0,00025	0,00051	0,00001	0,00220	0,00031	0,00025	0,00041	0,00001	0,0180
Se	0,00031	0,00200	0,00300	0,00400	-	-	-	0,00034	0,00021	0,00040	0,00001	0,00130	0,00008	0,00008	0,00008	0,00001	0,00027	0,00040	0,00019	0,00052	0,00001	0,00161
Pb	0,011	0,020	0,012	0,014	-	0,008	0,016	0,007	0,005	0,008	0,001	0,033	0,007	0,004	0,009	0,001	0,047	0,006	0,004	0,006	0,000	0,024
Hg	0,0003	<0,0002	<0,0002	<0,0002	-	-	-	0,00029	0,00017	0,00026	0,00003	0,00080	0,00026	0,00036	0,00016	0,00003	0,00044	0,00028	0,00028	0,00024	0,00003	0,00080
Al	0,224	0,070	0,060	0,160	-	-	-	0,179	0,111	0,209	0,011	0,950	0,567	0,220	0,865	0,006	3,690	0,188	0,106	0,255	0,004	0,990

x – priemer, s – smerodajná odchýlka

Tab. 6.1.3. Chemické zloženie povrchovej vody v pohorí Žiar (okrem pH v mg . l⁻¹).

	Kryštalínikum (8 lokalít, n = 8)						Mezozoikum + kryštalínikum (1 lokalita, n = 10)						Mezozoikum + vulkanity (1 lokalita, n = 13)						Mezozoikum (10 lokalít, n = 10)							
	x	medián	s	min.	max.		x	medián	s	min.	max.	x	medián	s	min.	max.	x	medián	s	min.	max.	x	medián	s	min.	max.
Mineralizácia	143,5	131,0	41,2	102,4	240,3		257,6	278,3	60,2	109,6	313,6	351,4	365,3	41,1	260,8	391,7	398,9	385,5	51,5	336,9	519,7					
pH	6,99	6,97	0,25	6,70	7,50		7,40	7,56	0,54	5,95	7,90	7,95	8,00	0,35	7,10	8,35	7,92	8,00	0,28	7,15	8,10					
O ₂	8,9	9,0	2,6	3,5	11,2				-			10,6	10,6	0,6	10,0	11,8	10,7	10,5	2,0	7,8	14,0					
CHSK (Mn)	3,32	3,32	1,19	2,48	4,16		3,22	3,36	0,97	1,52	4,80	2,04	1,84	0,54	1,36	2,88	3,35	2,48	2,32	1,76	8,80					
Na ⁺	7,7	7,6	0,8	6,5	8,6		7,2	6,8	1,4	5,5	9,9	3,4	3,4	0,4	2,7	4,4	3,2	3,2	1,3	0,5	4,8					
K ⁺	1,8	1,7	0,4	1,3	2,4		2,7	2,5	1,4	1,4	6,0	1,5	1,4	0,3	1,1	2,0	1,9	1,6	1,1	0,0	4,2					
Ca ²⁺	18,94	16,03	9,00	13,23	40,88		38,09	42,48	11,65	7,21	46,49	49,05	50,50	5,54	37,68	55,31	67,78	68,94	10,09	50,12	84,97					
Mg ²⁺	4,01	4,13	0,93	1,94	5,11		11,48	11,68	3,71	3,40	15,56	20,71	21,89	3,17	13,62	24,32	19,75	18,49	4,67	14,11	27,78					
Mn ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03		0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02					
Fe _{celk}	0,10	0,10	0,08	0,01	0,19		0,19	0,09	0,29	0,02	1,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,08	0,07	0,08	0,05	0,01	0,15					
NH ₄ ⁺	0,080	0,038	0,070	0,025	0,180		0,073	0,055	0,060	0,025	0,200	0,030	0,025	0,016	0,010	0,070	0,060	0,025	0,106	0,025	0,360					
Cl ⁻	3,44	2,66	1,63	2,13	6,10		7,45	7,45	1,91	4,61	10,28	3,68	3,37	0,74	2,84	5,32	4,26	3,98	2,03	1,90	7,45					
SO ₄ ²⁻	38,92	38,54	6,01	32,50	46,46		34,73	36,55	5,60	20,53	40,33	30,79	30,78	3,77	24,07	37,86	28,54	26,89	11,54	11,93	49,38					
NO ₂ ⁻	0,005	0,005	0,000	0,005	0,005		0,116	0,110	0,077	0,005	0,260	0,051	0,030	0,087	0,005	0,330	0,045	0,005	0,064	0,005	0,180					
NO ₃ ⁻	6,11	6,05	2,23	2,50	9,30		6,08	5,60	3,31	0,25	13,60	5,85	5,40	3,22	1,60	12,10	5,05	3,75	3,30	2,50	12,90					
PO ₄ ³⁻	0,06	0,05	0,05	0,02	0,13		0,12	0,12	0,06	0,01	0,22	0,05	0,05	0,04	0,01	0,16	0,16	0,06	0,21	0,01	0,62					
HCO ₃ ⁻	42,71	30,51	33,09	24,40	122,00		131,80	149,49	48,06	12,20	170,85	213,51	222,11	37,97	133,63	250,17	262,70	265,43	34,46	219,66	341,70					
SiO ₂	19,90	19,85	1,80	16,94	22,80		17,19	14,65	9,98	9,11	44,69	21,99	22,14	2,12	18,05	25,39	5,53	4,75	2,83	1,00	10,20					
Cr	0,0012	0,0010	0,0004	0,0010	0,0020		0,0054	0,0008	0,0114	0,0005	0,0370	0,0024	0,0008	0,0044	0,0005	0,0160	0,0009	0,0009	0,0008	0,0000	0,0020					
Cu	0,0022	0,0010	0,0029	0,0010	0,0080		0,0092	0,0020	0,0195	0,0010	0,0640	0,0052	0,0025	0,0069	0,0005	0,0220	0,0030	0,0025	0,0024	0,0010	0,0060					
Zn	0,002	0,002	0,001	0,001	0,004		0,041	0,016	0,086	0,001	0,284	0,016	0,008	0,021	0,001	0,070	0,008	0,004	0,010	0,001	0,022					
As							0,004	0,001	0,005	0,001	0,013	0,003	0,002	0,002	0,001	0,009	0,003	0,003	N/A	0,003	0,003					
Se	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001		0,003	0,001	0,003	0,001	0,007	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002					
Pb							0,0103	0,0025	0,0226	0,0010	0,0660	0,0017	0,0010	0,0018	0,0005	0,0070	0,0008	0,0008	N/A	0,0008	0,0008					
Ba ²⁺							0,05	0,05	0,03	0,01	0,10	0,03	0,02	0,03	0,01	0,10	0,07	0,07	N/A	0,07	0,07					
Al ³⁺							0,190	0,160	0,092	0,080	0,300	1,078	0,265	2,222	0,025	6,530	0,065	0,065	N/A	0,065	0,065					

x – priemer, s – smerodajná odchýlka

kvality. Zaznamenala sa zvýšená koncentrácia N – NH₄ a P_{celk} (c₉₀ = 8,31 mg · l⁻¹, resp. 1,21 mg · l⁻¹). Výsledky rozborov biologických ukazovateľov a mikropolutantov zaraďujú tok do IV. triedy kvality.

Rieku Nitru je možné hodnotiť ako silne až veľmi silne znečistenú, najmä v dôsledku intenzívnych antropogénnych aktivít vyvíjaných v oblasti. Priamo v študovanom území nie je síce monitorovacie stanovište národnej siete, no podľa údajov z odberného profilu Nitra – nad Kľačnom a prakticky pozdĺž celého toku až po ústie je možné Nitru zaradiť do IV. – V. triedy kvality. Veľkým problémom v hornej časti Nitry sú najmä mikropolutanty.

6.1.2. Antropogénne faktory

Na dotváraní chemického zloženia podzemnej vody študovanej oblasti sa podieľajú aj zlúčeniny a soli antropogénneho pôvodu vstupujúce do procesu tvorby jej chemického zloženia prakticky vo všetkých fázach, počnúc atmosférou a končiac horninovým prostredím. Látky antropogénneho pôvodu vo všeobecnosti negatívne ovplyvňujú chemické zloženie vody a zvyčajne posúvajú jej chemické zloženie k nevyhraneným typom. Ľudskou činnosťou sa do prírodného systému vnášajú najmä dusičnany, sírany a chloridy alkálií a alkalických zemín a rozličné toxické kovy.

Klasické zdroje znečisťovania (priemysel a poľnohospodárstvo) ovplyvňujú chemické zloženie podzemnej vody v sledovanej oblasti iba v obmedzenej miere. Priemyselné zóny sa nachádzajú v širšej oblasti územia (Martin, Prievidza, Nováky). Za špecifických okolností sa môžu z týchto centier do prírodného prostredia v pohorí Žiar dostať najmä exhaláty suchého prašného a mokrého (zrážky) spadu. Podľa publikovaných údajov (napr. Granat a Söderlund, 1975) môžu porovnateľné priemyselné oblasti ovplyvňovať tvorbu chemického zloženia zrážok až v okruhu 50 km. O sezónnych vplyvoch antropogénnych faktorov na kvalitu zrážok svedčí aj variabilita hodnôt celkovej mineralizácie a charakteristických zložiek reflektujúcich antropogénne znečistenie atmosféry. Poľnohospodárska činnosť je rozšírená v okrajových častiach oblasti na styku pohoria Žiar s Turčianskou, resp. Prievidzskou kotlinou.

Potenciálny zdroj kontaminácie predstavujú cestné komunikácie, málo železnice. Negatívne dôsledky motorizmu (výfukové plyny, posypové soli) sa môžu očakávať predovšetkým na frekventovanom cestnom prejazde cez sedlo Vyšehradné naprieč pohorím Žiar. Vzhľadom na to, že veľká časť študovaného územia je zalesnená, potenciálne (priamo alebo nepriamo) môže mať negatívny vplyv na vodu oblasti aj ťažba dreva, najmä ak je nevhodne riadená (holoruby).

Najbežnejšie zdroje znečistenia v regióne predstavujú skládky tuhého komunálneho odpadu, a najmä ich necitlivé situovanie s možným negatívnym vplyvom na kvalitu vody. Častým javom v rámci Slovenska je nekontrolovateľnosť druhov navázaného odpadu a nedostatočný režim skládok. Potenciálne zdroje znečistenia (skládky odpadu a staré zariadenia) sú spracované z údajov Geofondu ŠGÚDŠ a 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. Vzhľadom na to, že databázu údajov spracovaných pri archívnej excerpácii reprezentujú údaje z obdobia od roku 1965 až po súčasnosť, dôležitým faktorom bolo posúdenie relevantnosti údajov a ich využitie na zostavenie hydrogeochemickej mapy. Najstaršie chemické analýzy, ktoré neboli využité pri konštrukcii mapy, reprezentujú roky 1965 – 1976. Všeobecnej charakteristike chemického zloženia týchto vôd je venovaná časť 6.2.1. Údaje využité na zostavenie mapy charakterizuje obdobie v priebehu rokov 1984 – 2004. Základná charakteristika chemického zloženia tejto podzemnej vody v celku je predmetom časti 6.2.2.

Na základe bližších znalostí faktorov podieľajúcich sa na tvorbe chemického zloženia podzemnej vody je v území vyčlenených niekoľko petrogénnych hydrogeochemických skupín podzemnej vody, ktorých bližšia charakteristika je v časti 6.2.3. Samostatná časť sa zaoberá hodnotením prírodnej minerálnej vody oblasti (kapitola 8).

6.2.1. Charakteristika chemického zloženia podzemnej vody nezaradenej do databázy pri konštrukcii hydrogeochemickej mapy

Do tejto skupiny údajov bolo zaradených celkovo 38 chemických analýz reprezentujúcich 14 stanovíšť odberu podzemnej vody. Pri lokalitách s viacnásobným odberom vzorky sa v štatistickom spracovaní berie do úvahy hodnota mediánu zo všetkých meraní koncentrácie ukazovateľa na danej lokalite. Podľa horninového prostredia obehu podzemnej vody boli vzorky rozdelené na dve skupiny, a to na podzemnú vodu s obehom vo vápencovo-dolomitických komplexoch mezozoika a podzemnú vodu s obehom v prostredí sedimentárneho neogénu. Základné štatistické parametre chemického zloženia vody týchto skupín sú zhrnuté v tab. 6.2.1.

Tab. 6.2.1. Základné štatistické parametre chemického zloženia podzemnej vody nevyužité pri konštrukcii hydrogeochemickej mapy.

	Vápencovo-dolomitické komplexy mezozoika (n = 8)					Sedimentárny neogén (n = 6)				
	priemer	medián	s	min.	max.	priemer	medián	s	min.	max.
pH	7,18	7,29	0,19	6,80	7,35	6,65	6,70	0,83	5,70	7,70
Ca ²⁺ + Mg ²⁺ (mmol . l ⁻¹)	3,25	3,09	0,74	2,36	4,63	1,88	1,62	1,65	0,37	4,26
Mineralizácia	512,9	479,3	118,5	374,7	744,9	336,7	288,1	241,6	113,8	724,6
CHSK _{Mn}	2,24	2,40	0,91	0,72	3,20	1,15	1,36	0,49	0,56	1,68
Na ⁺	3,33	2,20	2,96	0,45	6,50	9,07	8,45	6,39	2,40	20,20
K ⁺	3,32	2,40	3,49	0,10	7,00	3,07	1,60	3,31	1,00	9,60
Ca ²⁺	79,12	77,28	20,81	50,12	111,06	50,77	41,08	45,31	11,22	123,45
Mg ²⁺	30,77	30,38	6,90	21,16	45,17	14,84	12,04	13,66	2,19	31,13
Fe _{celk}	0,035	0,035	0,030	0,005	0,090	0,223	0,035	0,332	0,010	0,820
Mn ²⁺	0,012	0,005	0,010	0,005	0,030	0,027	0,013	0,031	0,000	0,070
NH ₄ ⁺	0,025	0,025	0,000	0,025	0,025	0,033	0,025	0,018	0,025	0,070
Cl ⁻	4,78	3,18	3,53	1,85	11,00	9,61	6,60	10,65	1,56	29,80
SO ₄ ²⁻	44,12	35,18	34,05	11,07	97,55	35,04	19,13	40,52	7,40	115,22
NO ₂ ⁻	0,013	0,005	0,014	0,005	0,045	0,005	0,005	0,000	0,005	0,005
NO ₃ ⁻	8,022	3,075	10,068	0,625	27,000	15,733	12,500	13,607	1,400	34,000
PO ₄ ³⁻	0,121	0,010	0,160	0,005	0,350	0,023	0,020	0,020	0,005	0,060
HCO ₃ ⁻	335,77	318,77	75,65	274,60	501,77	178,99	173,91	147,95	24,40	360,00
SiO ₂	7,17	7,71	4,14	0,94	11,88	19,25	15,34	16,82	3,50	43,88
Voľný CO ₂	29,12	18,81	24,53	11,00	79,20	24,49	29,26	15,01	0,00	41,36
rNa + rK/rMg + rCa	0,06	0,07	0,03	0,02	0,09	0,29	0,28	0,26	0,03	0,58
rMg/rCa	0,66	0,67	0,15	0,48	0,89	0,44	0,39	0,17	0,30	0,78

s – smerodajná odchýlka

Podzemnú vodu oboch skupín charakterizuje typ chemického zloženia A₂, základný, výrazný, Ca–(Mg)–CO₃. V oboch skupinách je evidentná výrazná variabilita obsahu základných katiónov a aniónov a tým aj hodnôt celkovej mineralizácie. Pre podzemnú vodu vápencovo-dolomitických komplexov je charakteristická výrazne vyššia hodnota celkovej mineralizácie (priemerná koncentrácia 512,9 mg . l⁻¹) ako v prípade podzemnej vody sedimentárneho neogénu (priemerná koncentrácia 336,7 mg . l⁻¹), ktorej chemické zloženie do značnej miery závisí od zdrojových horninových komplexov neogénnej výplne v okrajových častiach pohoria Žiar. Na jednej strane sú pre sedimentárny neogén charakteristické fragmenty pôvodom z mezozoických hornín. Dokumentuje to vyššia rozpúšťacia schopnosť vody a vysoké hodnoty koncentrácie látok v podzemnej vode (prevažne viac ako 500 mg . l⁻¹). Na druhej strane, neogénne sedimenty na styku s horninami kryštalinika sú charakteristické menej reaktívnym horninovým prostredím a podstatne nižšími hodnotami celkovej mineralizácie, zvyčajne do 250 mg . l⁻¹. Vysoký priemerný obsah koeficientu rMg/rCa vo vode mezozoika (priemerná hodnota 0,66) svedčí o zmiešanom obehú podzemnej vody v prostredí vápencov aj dolomitov, resp. skôr dolomitov.

Podzemná voda má prírodný charakter, t. j. na chemickom zložení sa dominantne podieľajú primárne faktory. Len v ojedinelých prípadoch sa zaznamenala zvýšená koncentrácia látok sekundárneho pôvodu (z analyzovaných parametrov najmä dusičnany), v jednom prípade nevyhovovali kritériám na pitnú vodu (na základe vyhlášky č. 151/2004) parametre Fe_{celk} , Mn^{2+} a $CHSK_{Mn}$.

6.2.2. Všeobecná charakteristika chemického zloženia podzemnej vody zaradenej do databázy na konštrukciu hydrogeochemickej mapy

Na zostavenie hydrogeochemickej mapy sa využilo celkovo 250 chemických analýz zo 148 odberových miest podzemnej vody. Databázu reprezentujú údaje získané a analyticky spracované po roku 1986. V prípade viacnásobného odberu vzoriek z jedného odberového miesta, resp. režimového pozorovania sa v štatistickom spracovaní berie do úvahy hodnota mediánu zo všetkých meraní koncentrácie ukazovateľa na danej lokalite.

Sumárna štatistická charakteristika chemického zloženia podzemnej vody celého súboru je v tab. 6.2.2. Vzhľadom na zložité geologické a hydrogeologické pomery oblasti je z tabuľky evidentná výrazná variabilita prakticky všetkých sledovaných určujúcich chemických parametrov v podzemnej vode. V podzemnej vode prevládajú zložky Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} a HCO_3^- . Pretože pre väčšinu chemických zložiek je charakteristické výrazne asymetrické rozdelenie početnosti koncentrácie a boli vypočítané vysoké hodnoty štandardných odchýlok, dôležitou otázkou v ďalšom kroku bolo rozdelenie databázy na základe znalosti dominantných prírodných procesov vplývajúcich na celkový chemický obraz podzemnej vody. Podzemná voda má takmer výlučne atmosférogénny pôvod a chemické zloženie je v úzkej korelácii s horninovým prostredím v jej obehových štruktúrach. Na základe poznatkov o regionálnej geológii oblasti boli na území vyčlenené nasledujúce petrogénne hydrogeochemické skupiny podzemnej vody (genetické členenie podzemnej vody Západných Karpát – Gazda, 1974):

Petrogénna podzemná voda

A. Silikátogénna, resp. silikátogénno-sulfidogénna mineralizácia – kryštalínikum (granitoidy), perm – spodný trias (kremence, bridlice), vulkanický neogén (andezity, pyroklastiká).

B. Karbonátogénna mineralizácia – mezozoikum (dolomity stredného a vrchného triasu, vápence v celku, karpatský keuper), paleogén, kvartér (fluviálne sedimenty).

C. Karbonátogénno-silikátogénna mineralizácia – podzemná voda prestupujúca z vulkanického neogénu do karbonátov mezozoika, resp. podzemná voda kryštalínika prestupujúca do paleogénu a karbonátov mezozoika, sedimentárny neogén, kvartér (deluviálne sedimenty).

Po praktickej stránke sa v prvom kroku odberové miesta konfrontovali s miestnym geologickým prostredím a ku každej lokalite bol priradený index charakterizujúci horninové prostredie (naložením vrstiev v GIS). Pretože sa v niekoľkých prípadoch chemické zloženie výrazne odlišovalo od typického zloženia korešpondujúceho s miestnou geologickou stavbou, bola potrebná manuálna korekcia geologických indexov na individuálnu chemickú analýzu, a to najmä detailnejším štúdiom geologickej situácie v oblasti a jej konfrontáciou s chemickým zložením podzemnej vody. Po finálnom určení geologických indexov v databáze sa charakteristické hydrogeochemické skupiny podzemnej vody spracovali štatisticky. Detailné štatistické parametre vyčlenených hydrogeochemických skupín sú prezentované v časti 6.2.3. V tabuľke 6.2.3 sú uvedené len hodnoty priemernej koncentrácie vybraných chemických parametrov jednotlivých hydrogeochemických skupín podzemnej vody.

Najnižšími priemernými hodnotami celkovej mineralizácie, ako aj obsahu základných zložiek Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} a HCO_3^- sa vyznačuje podzemná voda kryštalínika a vulkanického neogénu so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou. Naopak, hodnoty Na^+ , K^+ , agr. CO_2 a SiO_2 sú v tejto vode najvyššie. Podzemná voda vápencov a dolomitov mezozoika sa vyznačuje pomerne vyrovnaným chemickým zložením okrem obsahu Mg^{2+} , resp. pomeru rMg/rCa , ktoré sú vyššie v dolomitoch. Stopové prvky dosahujú väčšinou veľmi nízku koncentráciu vo všetkých vyčlenených skupinách.

Tab. 6.2.2. Základné štatistické parametre chemického zloženia podzemnej vody využité pri konštrukcii hydrogeochemickej mapy.

	Všetky lokality					
	n	priemer	medián	s	min.	max.
T _{vody} (°C)	148	9,6	9,5	3,5	0,7	28,0
Mineralizácia	148	329,4	371,0	185,4	61,5	1334,5
Ca ²⁺ + Mg ²⁺ (mmol . l ⁻¹)	148	1,93	2,34	1,23	0,15	7,21
pH	148	7,43	7,67	0,74	5,15	8,47
O ₂	139	8,0	8,4	2,2	0,8	11,6
CHSK _{Mn}	148	2,02	1,20	3,25	0,17	36,60
Li ⁺	141	0,006 5	0,003 0	0,010 4	0,000 5	0,093 0
Na ⁺	148	4,8	3,8	5,8	0,2	57,0
K ⁺	148	2,39	0,95	7,57	0,01	68,50
Ca ²⁺	148	53,75	65,33	35,26	4,01	186,77
Mg ²⁺	148	14,36	12,82	10,94	1,22	62,02
Sr ²⁺	143	0,235	0,180	0,259	0,017	1,980
Fe _{celk.}	148	0,139 6	0,020 0	0,614 9	0,000 5	6,260 0
Mn ²⁺	148	0,047 3	0,002 5	0,182 5	0,000 5	1,720 0
NH ₄ ⁺	148	0,122	0,025	0,642	0,003	8,000
F ⁻	148	0,063	0,050	0,038	0,029	0,280
Cl ⁻	148	6,07	2,63	12,63	0,65	106,35
SO ₄ ²⁻	148	35,08	30,11	28,07	1,32	300,07
NO ₂ ⁻	82	0,146	0,046	0,172	0,003	0,673
NO ₃ ⁻	148	7,13	4,37	10,97	0,23	92,80
PO ₄ ³⁻	148	0,099	0,010	0,382	0,003	3,400
HCO ₃ ⁻	148	189,9	238,0	128,8	6,1	513,2
SiO ₂	148	16,27	13,90	12,41	1,19	55,16
Cr	148	0,001 07	0,000 40	0,002 35	0,000 05	0,021 00
Cu	148	0,002 65	0,001 20	0,004 74	0,000 05	0,032 00
Zn	148	0,039 44	0,002 50	0,116 86	0,000 05	0,686 00
As	148	0,000 87	0,000 50	0,000 92	0,000 05	0,005 00
Cd	148	0,003 74	0,000 25	0,016 28	0,000 01	0,116 00
Se	148	0,001 02	0,001 00	0,000 98	0,000 05	0,010 00
Pb	148	0,002 00	0,000 50	0,010 95	0,000 05	0,135 00
Hg	148	0,000 19	0,000 10	0,000 17	0,000 05	0,000 80
Ba ²⁺	113	0,056	0,020	0,081	0,005	0,580
Al ³⁺	148	0,159 4	0,045 6	0,275 5	0,002 4	1,510 0
Sb	130	0,000 21	0,000 10	0,000 27	0,000 05	0,001 80
Voľný CO ₂	148	17,25	9,68	27,90	0,00	255,20
Agresívny CO ₂	141	9,19	0,00	13,10	0,00	47,52
S ₁	148	11,083	3,774	11,649	0,208	50,753
S ₂	148	22,132	15,153	16,655	0,000	70,184
A ₂	148	65,177	77,500	25,953	6,631	95,396
(rNa + rK)/(rMg + rCa)	148	0,155	0,041	0,182	0,002	1,093
rMg/rCa	148	0,474	0,423	0,277	0,035	1,878
rSO ₄ /mineralizácia	148	0,123	0,078	0,098	0,009	0,370

s – smerodajná odchýlka

Korelačná analýza

Hlavným cieľom korelačnej analýzy je zistiť vzájomný vzťah hodnôt koncentrácie stanovovaných parametrov. Výsledky korelačnej analýzy sú zobrazené v tab. 6.2.4. Do výpočtu korelácie celého súboru vstupovali parametre zo 148 odberových miest. Hodnoty vyššie ako 0,3, resp. nižšie ako -0,3 je možné považovať za štatisticky významné a sú v tabuľke zvýraznené (v prípade Se, Pb a CHSK_{Mn} korelačné koeficienty v žiadnom prípade nedosiahli uvedené hodnoty a nie sú v tabuľke uvedené). Z korelačnej analýzy vyplývajú nasledujúce skutočnosti:

- Zistila sa veľmi významná kladná lineárna korelácia hodnôt celkovej mineralizácie so základnými kationmi a aniónmi chemickej analýzy (Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} a HCO_3^-). Korelácia celkovej mineralizácie s indikátormi antropogénneho znečistenia K^+ , NO_3^- a Cl^- je spôsobená vstupom extrémnych hodnôt do výpočtu (pretože ich koncentrácia v prírodnom prostredí Žiaru je väčšinou nízka). Základné chemické parametre Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} a HCO_3^- korelujú aj navzájom.

- Opačný trend a nepriama závislosť hodnôt koncentrácie základných iónov a celkovej mineralizácie sú vypočítané vo vzťahu k SiO_2 a agresívnemu CO_2 . Uvedená záporná korelácia je daná geologickým prostredím obehu podzemnej vody. Viac mineralizovaná podzemná voda mezozoika, paleogénu, neogénnych a kvartérnych sedimentov sa vyznačuje súčasne veľmi nízkou koncentráciou SiO_2 a prakticky nulovými hodnotami agresívneho CO_2 . Naopak, v podzemnej vode kryštalinika a vulkanického neogénu je koncentrácia SiO_2 a agresívneho CO_2 podstatne vyššia.

- Tesné korelačné vzťahy boli vypočítané medzi zložkami K^+ , Na^+ , Cl^- a NO_3^- . Spoločný výskyt týchto iónov je v nízkej koncentrácii v podzemnej vode bežný vzhľadom na ich bežný výskyt v zrážkach (morský, prípadne technogénny pôvod). Vyšší obsah najmä K^+ , Cl^- a NO_3^- má v daných, prevažne prírodných podmienkach pohoria Žiar antropogénny pôvod (najmä z poľnohospodárskej činnosti).

- Úzky korelačný vzťah bol vypočítaný medzi mangánom, železom a amónnymi iónmi a naznačuje ich spoločný výskyt za redukčných podmienok v podzemnej vode.

- Štúdium štatisticky významných korelácií stopových prvkov vyžaduje hlbšiu analýzu, najmä ak v podstatnej časti vzoriek sa zistili koncentračné hodnoty nižšie ako detekčný limit analýzy. Zvýraznené významné korelácie sú ovplyvnené takmer výlučne prítomnosťou extrémnych odľahlých hodnôt. Vzťah medzi niektorými stopovými prvkami (Cu , Zn , Cr a As) by mohol naznačovať ich spoločný pôvod v oblastiach sulfidických zrudnení.

6.2.3. PODZEMNÁ VODA S PETROGÉNNOU MINERALIZÁCIOU

6.2.3.1. Podzemná voda so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou

V súvislosti s geologicko-tektonickým členením Západných Karpát sa podzemná voda tejto skupiny geneticky viaže na tri typy horninového prostredia. Prvú a na území najrozšírenejšiu skupinu predstavujú *granitoidy tatrika*, vystupujúce prakticky v celej centrálnej časti pohoria. Ďalšiu skupinu reprezentujú *efuzívne horniny* vulkanického neogénu, vystupujúce najmä na malom území v jv. časti pohoria. Dve vzorky podzemnej vody bolo možné priradiť z genetického pohľadu k prostrediu *spodnotriasových kremencov a pieskovcov*, ktoré vystupujú zvyčajne v úzkych pásoch na kontakte mezozoika s kryštalinikom, resp. v zložitých príkrovových tektonických pozíciách. Štatistické spracovanie a opis podzemnej vody sa realizovali zvlášť za uvedené horninové prostredia, pretože z hydrogeochemického pohľadu sa každé prostredie vyznačuje špecifikami (tab. 6.2.5).

Kvalitatívne vlastnosti podzemnej vody so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou ovplyvňuje najmä kvalita vstupujúcej zrážkovej vody, pôdny pokryv, mineralogicko-petrografické zloženie hornín a hydrodynamické a oxidačno-redukčné podmienky v danom prostredí. Hlavným mineralizačným procesom pri tvorbe jej chemického zloženia je hydrolytický rozklad silikátových minerálov, v menšej miere môže nastávať oxidácia sulfidov.

Kryštalinikum

Podzemná voda kryštalinika sa vyznačuje nízkou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie ($127,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) s prevažným rozpätím hodnôt $90 - 160 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, a to aj napriek tomu, že nízke hodnoty pH vstupujúcej zrážkovej vody – najmä snehu (zväčša nižšie ako 5) – podmieňujú pomerne vysokú hodnotu hydrolytickej kapacity. Výsledný efekt mineralizačných procesov je teda pomerne malý, predovšetkým vzhľadom na vysokú odolnosť silikátových minerálov proti zvetrávaniu, ako aj na nedostačujúci kontakt vody s horninou (plytký puklinový obeh viazaný na zónu zvetrávania a podpovrchového rozpojenia hornín).

Tab. 6.2.3. Priemerná koncentrácia sledovaných zložiek vo vyčlenených hydrogeochemických skupinách podzemnej vody.

	1	2	3	4	5	6
T _{vody} (°C)	9,6	10,5	8,7	9,0	7,7	10,9
Mineralizácia	329,4	127,7	442,6	424,2	436,0	577,4
Ca ²⁺ + Mg ²⁺ (mmol . l ⁻¹)	1,93	0,54	2,85	2,67	2,79	3,43
pH	7,43	6,90	7,80	7,85	7,96	7,56
O ₂	8,0	7,6	8,8	9,1	9,1	5,0
CHSK _{Mn}	2,02	1,99	1,27	2,08	1,27	1,15
Li ⁺	0,006 5	0,010 5	0,002 8	0,003 3	0,002 8	0,009 7
Na ⁺	4,8	7,3	1,4	1,6	1,2	8,1
K ⁺	2,39	1,45	0,68	0,57	0,46	6,72
Ca ²⁺	53,75	16,03	69,97	82,32	79,31	107,25
Mg ²⁺	14,36	3,37	26,77	15,08	19,61	18,31
Sr ²⁺	0,235	0,112	0,373	0,267	0,280	0,378
Fe _{celk}	0,139 6	0,067 6	0,060 7	0,045 4	0,069 0	0,009 8
Mn ²⁺	0,047 3	0,044 3	0,010 6	0,007 2	0,010 7	0,009 4
NH ₄ ⁺	0,122	0,048	0,047	0,036	0,046	0,022
F ⁻	0,063	0,052	0,064	0,069	0,057	0,085
Cl ⁻	6,07	2,91	3,27	3,40	3,49	16,49
SO ₄ ²⁻	35,08	35,63	32,35	28,41	32,57	72,07
NO ₂ ⁻	0,146	0,252	0,130	0,171	0,166	0,193
NO ₃ ⁻	7,13	5,53	5,34	5,52	4,38	18,30
PO ₄ ³⁻	0,099	0,102	0,014	0,016	0,016	0,054
HCO ₃ ⁻	189,9	32,1	297,3	281,4	288,2	314,9
SiO ₂	16,27	23,01	6,03	6,29	7,11	14,58
Cr	0,001 07	0,000 73	0,000 62	0,001 02	0,000 51	0,000 27
Cu	0,002 65	0,001 57	0,001 52	0,002 04	0,001 97	0,001 13
Zn	0,039 44	0,025 87	0,019 18	0,006 88	0,002 14	0,057 16
As	0,000 87	0,001 27	0,000 77	0,000 52	0,000 53	0,000 63
Cd	0,003 74	0,002 82	0,000 37	0,000 27	0,000 23	0,000 28
Se	0,001 02	0,000 95	0,001 06	0,001 21	0,001 41	0,000 75
Pb	0,002 00	0,004 91	0,001 03	0,001 05	0,000 94	0,000 51
Hg	0,000 19	0,000 23	0,000 20	0,000 19	0,000 22	0,000 11
B ²⁺ a	0,056	0,023	0,063	0,062	0,133	0,079
Al ³⁺	0,159 4	0,241 6	0,080 5	0,075 1	0,049 7	0,047 3
Sb	0,000 21	0,000 21	0,000 24	0,000 15	0,000 14	0,000 14
Voľný CO ₂	17,25	12,94	10,84	11,27	41,80	29,56
Agresívny CO ₂	9,19	25,39	0,42	0,00	0,00	0,00
S ₁	11,083	25,480	1,384	1,589	1,221	5,888
S ₂	22,132	40,221	13,282	12,877	14,207	23,170
A ₂	65,177	32,140	85,127	85,333	84,418	70,828
(rNa + rK)/(rMg + rCa)	0,155	0,359	0,014	0,016	0,012	0,067
rMg/rCa	0,474	0,393	0,654	0,318	0,418	0,297
rSO ₄ /mineralizácia	0,123	0,262	0,057	0,055	0,061	0,099

Pozn.: 1 – všetky lokality; 2 – kryštalinikum; 3 – dolomity; 4 – vápence v celku; 5 – karpatský keuper; 6 – paleogén.

Pre nízko mineralizovanú podzemnú vodu kryštalinika je charakteristická silikátogénna, resp. sili-kátogénno-sulfidogénna mineralizácia, *základné nevýrazné A₂, prechodné A₂-S₂(SO₄) až základné nevýrazné S₂(SO₄), Ca-HCO₃, Ca-HCO₃-SO₄ až Ca-SO₄ typy* chemického zloženia. Základné štatistické spracovanie je uvedené v tab. 6.2.5. Základná charakteristika chemického zloženia je vyjadrená aj pomocou upraveného Piperovho systematizačného diagramu na obr. 6.2.1.

V granitoidoch Žiaru je koncentrácia Ca²⁺ v podzemnej vode približne dvakrát vyššia ako Na⁺ (priemerný obsah Ca²⁺ = 16,03, resp. Na⁺ = 7,3 mg . l⁻¹). Nadbytok Ca²⁺ môže pochádzať z rozpúšťania karbonátov, menej aj z alochtónneho prínosu z vegetačného, resp. pôdneho pokryvu. Komplikovaný je

Tab. 6.2.3 – pokračovanie.

	7	8	9	10	11	12
T _{vody} (°C)	12,0	10,4	7,6	8,3	12,3	7,6
Mineralizácia	144,0	239,5	271,0	303,7	439,5	479,8
Ca ²⁺ + Mg ²⁺ (mmol · l ⁻¹)	0,57	1,08	1,33	1,57	2,39	2,96
pH	7,68	7,74	6,19	6,42	7,51	7,67
O ₂	8,0	8,9	4,9	5,6	6,0	5,6
CHSK _{Mn}	2,05	1,77	5,06	4,40	1,49	1,24
Li ⁺	0,001 0	0,000 8	0,004 4	0,003 9	0,023 8	0,003 0
Na ⁺	4,1	6,5	10,8	10,2	12,4	2,9
K ⁺	1,84	2,84	10,97	10,42	9,25	1,54
Ca ²⁺	16,39	28,49	34,99	41,42	57,58	83,57
Mg ²⁺	4,01	8,96	11,38	13,13	23,08	21,28
Sr ²⁺	0,080	0,075	0,194	0,188	0,375	0,335
Fe _{celk}	0,009 5	0,050 6	1,105 0	0,925 0	0,033 6	0,018 8
Mn ²⁺	0,002 5	0,018 4	0,416 8	0,347 7	0,025 0	0,002 5
NH ₄ ⁺	0,026	0,115	1,282	1,074	0,026	0,034
F ⁻	0,050	0,064	0,050	0,050	0,061	0,108
Cl ⁻	1,28	2,35	29,27	25,97	20,45	3,42
SO ₄ ²⁻	15,58	15,96	41,95	40,75	65,23	37,60
NO ₂ ⁻	0,009	0,109	0,041	0,041	0,005	
NO ₃ ⁻	3,38	3,81	21,33	21,55	9,05	4,43
PO ₄ ³⁻	0,031	0,097	0,795	0,744	0,039	0,086
HCO ₃ ⁻	59,1	128,4	90,9	122,4	214,6	315,0
SiO ₂	37,56	41,69	15,13	14,12	26,71	9,29
Cr	0,000 36	0,000 71	0,007 98	0,006 32	0,000 54	0,000 81
Cu	0,001 16	0,001 83	0,014 22	0,014 32	0,002 23	0,001 56
Zn	0,001 25	0,004 94	0,321 90	0,280 50	0,084 36	0,025 25
As	0,000 60	0,000 90	0,001 65	0,001 53	0,000 79	0,001 18
Cd	0,000 38	0,000 37	0,045 23	0,037 73	0,000 34	0,000 31
Se	0,000 60	0,000 90	0,001 50	0,001 18	0,000 88	0,001 00
Pb	0,000 70	0,000 61	0,000 50	0,000 88	0,001 11	0,001 13
Hg	0,000 10	0,000 20	0,000 10	0,000 10	0,000 16	0,000 10
B ²⁺ a	0,005	0,008	0,293	0,171	0,065	0,080
Al ³⁺	0,521 5	0,047 3	0,007 5	0,031 3	0,460 0	0,085 0
Sb	0,000 10	0,000 65	0,000 10	0,000 20	0,000 10	0,000 23
Voľný CO ₂	3,52	6,65	61,73	55,11	25,96	24,75
Agresívny CO ₂	7,24	5,57	13,93	8,36	12,37	0,00
S ₁	16,646	8,938	25,556	22,673	14,009	2,328
S ₂	14,590	6,676	32,201	29,259	18,408	12,710
A ₂	65,670	78,252	36,983	43,654	65,128	84,778
(rNa + rK)/(rMg + rCa)	0,208	0,191	0,370	0,324	0,192	0,024
rMg/rCa	0,406	0,493	0,761	0,724	0,628	0,456
rSO ₄ /mineralizácia	0,121	0,055	0,136	0,123	0,106	0,062

Pozn.: 7 – efuzíva; 8 – efuzíva s prestupom do mezozoika; 9 – sedimentárny neogén na styku s kryštalinikom; 10 – sedimentárny neogén v celku; 11 – deluviálny kvartér; 12 – fluviálny kvartér.

rozklad tmavých minerálov, ktoré sú zdrojom horčíka. Ten je podmienený najmä prítomnosťou kyslíka potrebného na oxidáciu Fe²⁺ na Fe³⁺, čím sa zníži stabilita mriežky a vytvoria sa podmienky na uvoľnenie Mg²⁺, prípadne ďalších kovov. Kolísanie koncentrácie Mg²⁺ v rozsahu 1,22 – 15,56 mg · l⁻¹ môže byť preto čiastočne spojené aj s variabilitou obsahu O₂ rozpusteného vo vode (Hyánková a Melioris, 1992).

Podzemnú vodu kryštalinika Žiaru charakterizuje významné zastúpenie síranovej zložky SO₄²⁻, ktorá je v prírodných podmienkach kryštalinika prítomná prevažne ako produkt oxidácie sulfidov (časť S-SO₄ vstupuje do podzemného systému zo zdrojovej zrážkovej vody – priemerný obsah SO₄²⁻

v snehu širšej oblasti je okolo $5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, resp. do pôdneho pokryvu). Výsledný efekt oxidácie sulfidov závisí od zastúpenia sulfidickej síry, obsahu kyslíka potrebného na ich oxidáciu a od podmienok na biochemickú oxidáciu (klimatické podmienky, obsah živín a pod.). Sulfidy sú prítomné väčšinou v rozptýlenej forme (pyrit), ojedinele sú kumulované v hydrotermálnych žilách.

V týchto podmienkach sa môže tvoriť podzemná voda so silikátogénno-sulfidogénnou až sulfidogénnou mineralizáciou. Na základe štatistického spracovania je zrejme, že prevládajúce zastúpenie v podzemnej vode kryštalinika má zložka $\text{S}_2(\text{SO}_4)$ (priemerná hodnota 38,9 %), menej zložka A_2 (priemerná hodnota 32,1 %). O vysokom zastúpení síranov v podzemnej vode hovorí aj koeficient $r\text{SO}_4$ / celková mineralizácia s priemernou hodnotou pomeru 0,26 a maximom až 0,37. Priemerná koncentrácia SO_4^{2-} v podzemnej vode kryštalinika je $35,63 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ($\text{HCO}_3^- = 32,1 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Z oxidácie pyritu pochádza zvyčajne do $30 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1} \text{ SO}_4^{2-}$. Vyššia koncentrácia síranov pravdepodobne indikuje podiel biochemickej aktivity mikroorganizmov na celkovom obsahu SO_4^{2-} (preukázateľný prínos SO_4^{2-} antropogénneho pôvodu sa v podmienkach kryštalinika Žiaru nepredpokladá).

Z ďalších menej zastúpených iónov koncentrácia chloridov má prevažne alochtónny pôvod s nízkou priemernou hodnotou $2,91 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, pôvodom najmä z morských a technogénnych solí v atmosfére. Podobne NH_4^+ (priemerný obsah $0,048 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), resp. NO_3^- (priemerný obsah $5,53 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) sú tradične zastúpené v zrážkach. Zvýšená koncentrácia Cl^- , NH_4^+ a NO_3^- môže indikovať antropogénne ovplyvnenie. Koncentrácia stopových prvkov je nízka, lokálne sa zistil anomálny obsah Fe_{celk} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Cd, Zn a Pb. Pre podzemnú vodu kryštalinika je charakteristická zvýšená koncentrácia SiO_2 (priemerná hodnota $23,01 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a nadbytočného agresívneho CO_2 (priemerná hodnota $25,39 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Vulkanický neogén

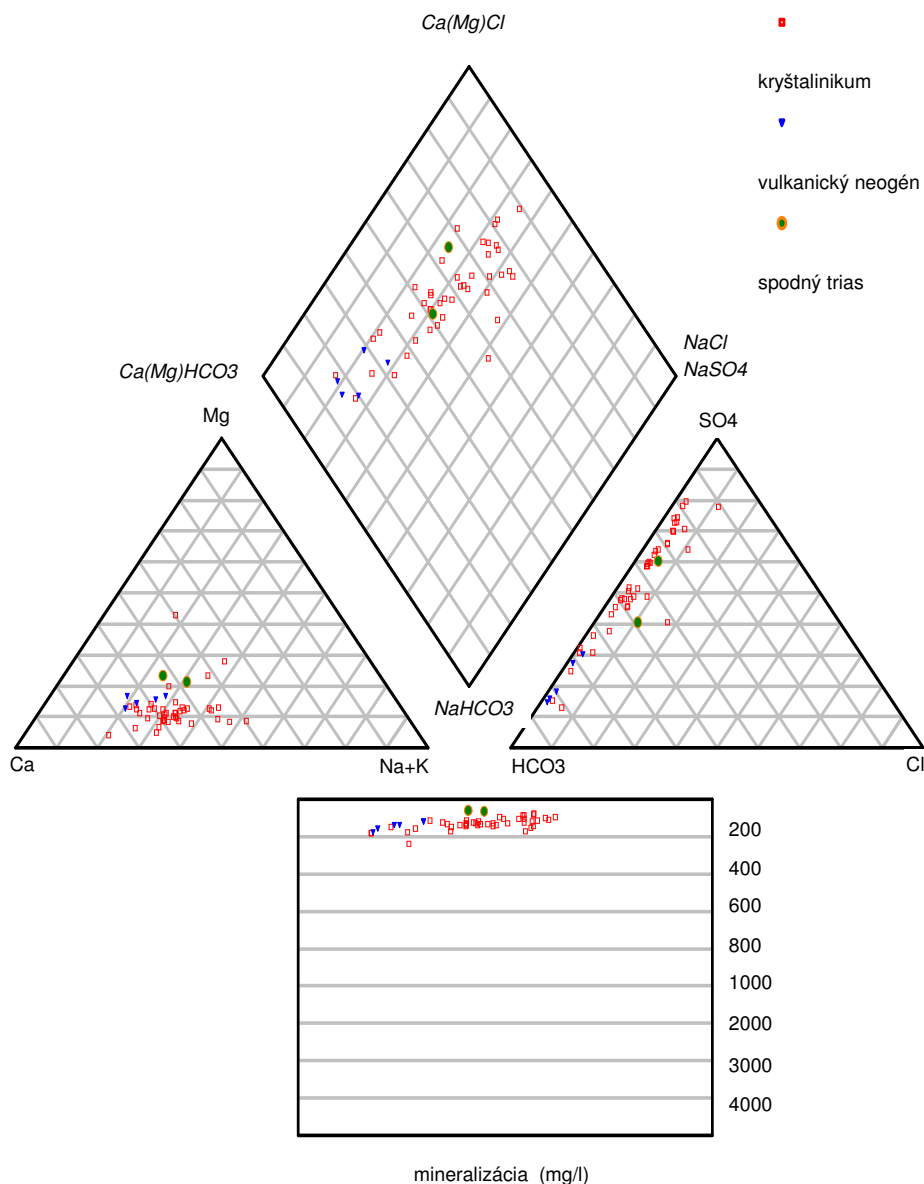
Podzemná voda efuzívnych hornín a vulkanoklastík, podobne ako voda kryštalinika, sa vyznačuje nízkou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie ($144,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) v dôsledku malého efektu mineralizačných procesov spôsobeného vysokou odolnosťou silikátových minerálov proti zvetrávaniu, ako aj nedostatočným kontaktom vody s horninou (plytký obeh viazaný na zónu zvetrávania a podpovrchového rozpojenia hornín). Nízko mineralizovanú podzemnú vodu vulkanického neogénu charakterizuje silikátogénna mineralizácia, **základný výrazný a nevýrazný A_2 , Ca-HCO₃ typ** chemického zloženia. Základné štatistické spracovanie je uvedené v tab. 6.2.5. Základná charakteristika chemického zloženia je vyjadrená aj pomocou upraveného Piperovho systematizačného diagramu na obr. 6.2.1.

Variabilitu hodnôt celkovej mineralizácie ($115,4 - 177,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) podmieňujú rôzne faktory. Hodnoty celkovej mineralizácie môže významne ovplyvniť štruktúrny typ mriežky silikátového minerálu a tým jeho odolnosť proti zvetrávaniu. Plagioklasy sú menej odolné proti zvetrávaniu ako živce, pričom v rade plagioklasov klesá odolnosť od albitu k anortitu. 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 Mg/Ca v prospech Mg^{2+} . Okrem uvedených skutočností obsah rozpustených solí podmieňujú aj procesy prebiehajúce v pôdnom pokryve, dĺžka obehu podzemnej vody a pod.

Pri hydrolytickom rozklade silikátových minerálov neovulkanitov sa do vody uvoľňuje viac SiO_2 ako pri hydrolytickom rozklade silikátov kryštalinika (priemerná hodnota $37,56 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Bázičné silikáty neovulkanitov sú menej stále a, navyše, vo vulkanických horninách je viac amorfného SiO_2 .

Výraznejšie zastúpenie Ca-SO₄ [priemerná hodnota zložky $\text{S}_2(\text{SO}_4)$ je 14,59 %] v podzemnej vode vulkanického neogénu vplyvom oxidácie pyritu sa nezaznamenala. Priemerná koncentrácia síranov predstavuje hodnotu $15,58 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a priemerná hodnota koeficientu $r\text{SO}_4/\text{M}$ je 0,121, teda podstatne nižšie hodnoty ako v prípade podzemnej vody kryštalinika. Zdrojom nízkej koncentrácie síranov je zvyčajne zdrojová zrážková voda a časť síranov pochádza pravdepodobne z biochemickej aktivity mikroorganizmov (antropogénne ovplyvnenie sa nepredpokladá).

Koncentrácia chloridov v podzemnej vode má pôvod predovšetkým v zrážkach (z morských a technogénnych solí v atmosfére), má prevažne alochtónny pôvod s nízkou priemernou hodnotou $1,28 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Podobne NH_4^+ (priemerný obsah $0,026 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a NO_3^- (priemerný obsah $3,38 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) pochádzajú predovšetkým zo zdrojovej zrážkovej vody. Koncentrácia stopových prvkov je nízka, často



Obr. 6.2.1. Upravený Piperov diagram podzemnej vody so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou.

pod hranicou stanovenia, lokálne sa zistil iba anomálny obsah nefiltrovaného Al. Pre podzemnú vodu vulkanitov je charakteristická zvýšená koncentrácia SiO_2 (priemerná hodnota $37,56 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a nadbytočného agresívneho CO_2 (priemerná hodnota $7,24 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Voda prakticky v každom prípade obsahuje agresívny CO_2 .

Spodný trias

Podzemná voda spodného triasu je zaznamenaná iba na základe dvoch chemických analýz, čo neumožnilo detailnejšie štatistické spracovanie tohto dátového súboru. Výsledky chemických analýz sú uvedené v tab. 6.2.5. Podzemná voda spodného triasu sa vyznačuje najnižšími hodnotami celkovej mineralizácie v rámci celého pohoria ($61,5$ a $66,8 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). To znamená, že výsledný efekt hydrolytického rozkladu silikátov prebiehajúceho v horninovom prostredí pieskocov a kremencov je podstatne nižší ako v prostredí kryštalinika. Pre nízko mineralizovanú vodu spodného triasu je charakteristická silikátogénno-sulfidogénna mineralizácia a *prechodný $A_2-S_2(\text{SO}_4)$, $\text{Ca-Mg-Na-CO}_3-\text{SO}_4$ typ* chemického zloženia. Pomocou upraveného Piperovho systematizačného diagramu na obr. 6.2.1 je zobrazená základná charakteristika chemického zloženia podzemnej vody.

Významné zastúpenie síranovej zložky SO_4^{2-} vzhľadom na celkovo nízku koncentráciu síranov má pôvod najmä zo vstupujúcej zrážkovej vody a následných procesov prebiehajúcich v pôde. Sírany môžu

častočne pochádzať z oxidácie sulfidov ako jej produkt. Pre túto vodu je charakteristické uvoľňovanie SiO_2 z materskej horniny, no v menšej miere ako v podzemnej vode kryštalinika, resp. vulkanického neogénu. Podobne typická je prítomnosť agresívneho CO_2 v podzemnej vode tejto skupiny. Koncentrácia ďalších analyzovaných zložiek vrátane stopových prvkov je nízka a zodpovedá obsahu týchto látok vo vode vstupujúcej do podzemného obehu.

6.2.3.2. Podzemná voda s karbonátogénnou mineralizáciou

Druhý najrozšírenejší typ podzemnej vody v študovanom území reprezentuje podzemná voda s karbonátogénnou mineralizáciou. Vystupuje prakticky v celej severnej časti pohoria, na okrajoch kryštalinika a v jz. časti pohoria. Viazje sa predovšetkým na dolomity stredného a vrchného triasu a mezozoické vápence triasu, jury a kriedy. Napriek pestrej variete mezozoických vápencov pri individuálnom štatistickom hodnotení jednotlivých litostratigrafických členov sa nezistili významné rozdiely v chemickom zložení podzemnej vody, a preto sú vápence štatisticky spracované a prezentované v celku (tab. 6.2.6). Samostatne je vyhodnotená podzemná voda karpatského keuperu najmä pre zložitú tektonickú pozíciu tohto súvrstvia vo vzťahu k vápencovo-dolomitickým komplexom (hoci chemické zloženie tejto podzemnej vody zodpovedá obehu v čistých vápencovo-dolomitických komplexoch). Kvôli hojnej prítomnosti karbonátového materiálu je možné za podzemnú vodu s karbonátogénnou mineralizáciou považovať aj vodu vnútrokarpatského paleogénu a fluviálnych sedimentov kvartéru. Hlavným mineralizačným procesom podieľajúcim sa na tvorbe chemického zloženia podzemnej vody tejto skupiny je rozpúšťanie karbonátov.

Vápence a dolomity

Mineralizácia podzemnej vody s obehom v karbonátoch sa pohybuje prevažne v rozpätí 400 až 500 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Variabilita koncentrácie základných iónov je funkciou viacerých premenných, predovšetkým parciálneho tlaku CO_2 , teploty, tlaku, druhu karbonátu a jeho štruktúry, druhu a obsahu prímiesi a zloženia vstupujúcej vody. Okrem toho má v prírodných podmienkach značný vplyv hydrodynamický režim, ktorý podmieňuje čas a charakter interakcie vody s horninami (Gazda, 1965; Gazda a Kullman, 1964; Pačes, 1983; Hyánková a Melioris, 1992). Vo všeobecnosti podzemnú vodu s karbonátogénnou mineralizáciou charakterizujú prevažne **základné výrazné A_2 , Ca-HCO_3 (vápence), resp. Ca-Mg-HCO_3 (dolomity) typy chemického zloženia**. Výsledky základného štatistického spracovania sú uvedené v tab. 6.2.6. Upravený Piperov systematizačný diagram vyjadrujúci chemickú charakteristiku podzemnej vody je zobrazený na obr. 6.2.2.

Rozpustnosť jednotlivých modifikácií CaCO_3 , resp. $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ je v destilovanej vode bez CO_2 nepatrná. Už pri parciálnom tlaku CO_2 0,01 MPa je však voda výborným rozpúšťadlom karbonátov. Izomorfné prímiesi v karbonátoch pôsobia na rozpustnosť rôzne. Prítomnosť MgCO_3 zvyšuje rozpustnosť kalcitu, prímiesi sadrovca v tuhej fáze, naopak, znižuje rozpustnosť kalcitu a rozpustnosť dolomitu neovplyvňuje, no prítomnosť solí SO_4^{2-} rozpustnosť dolomitu zvyšuje a rozpustnosť kalcitu znižuje. Značný vplyv na proces tvorby chemického zloženia vody majú pôdy vyvinuté na mezozoických horninách – rendziny – obsahujúce až 50 % CaCO_3 .

V prírodných podmienkach v relácii vápence – dolomity sa pri rozpúšťaní uplatňujú ďalšie javy, ktoré napriek všeobecne vyššej rozpustnosti vápencov posúvajú celkovú mineralizáciu vody z dolomitov k vyšším hodnotám. Predovšetkým pri veľmi nízkom parciálnom tlaku CO_2 je dolomit o niečo rozpustnejší ako kalcit. Pri mineralizačných procesoch má významnú úlohu tzv. rozpúšťacia pórovitosť definovaná ako tvorba sekundárnych pórov, resp. dutín, podmienená rozpúšťacím účinkom vody. Tá je efektívnejšia v prípade dolomitov a s tým je spojený dlhší vyrovnanější 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. Tieto skutočnosti dokumentujú výsledky štatistického spracovania uvedené v tab. 6.2.6. Priemerná hodnota celkovej mineralizácie podzemnej vody dolomitov je mierne vyššia (442,6 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$) v porovnaní s podzemnou vodou s obehom vo vápencoch mezozoika (424,2 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Tab. 6.2.5. Základné štatistické ukazovatele vybraných analytických parametrov v podzemnej vode so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou.

	Kryštalínium						Neogén – eťuziava						Spodný trias	
	n	priemer	medián	s	min	max	n	x	medián	s	min	max	číslo 281	číslo 216
T _{vody} (°C)	43	10,5	10,7	3,8	1,5	26,0	5	12,0	12,9	1,9	9,0	13,5	13	3,5
Mineralizácia	43	127,7	128,6	30,5	73,0	236,9	5	144,0	136,3	23,3	115,4	177,0	66,77	61,52
Ca ²⁺ +Mg ²⁺ (mmol . l ⁻¹)	43	0,54	0,54	0,17	0,20	1,04	5	0,57	0,57	0,12	0,42	0,74	0,29	0,26
pH	43	6,90	6,86	0,84	5,30	7,98	5	7,68	7,72	0,40	7,10	8,05	5,35	7,55
O ₂	39	7,6	8,0	2,1	2,7	10,6	5	8,0	8,8	2,2	4,1	9,1	9,8	9
CHSK _{Min}	43	1,99	1,76	0,96	0,54	4,08	5	2,05	2,32	0,82	0,72	2,72	14,86	3,04
Li ⁺	41	0,010 5	0,007 0	0,010 1	0,000 5	0,041 0	3	0,001 0	0,001 0	0,000 0	0,001 0	0,001 0	0,002	0,004
Na ⁺	43	7,3	7,1	1,5	4,9	13,5	5	4,1	4,1	0,3	3,7	4,5	2,3	2,0
K ⁺	43	1,45	1,40	0,55	0,60	3,30	5	1,84	1,80	0,59	1,00	2,40	0,78	1,9
Ca ²⁺	43	16,03	16,03	5,88	5,87	38,46	5	16,39	17,44	3,68	11,22	20,84	6,76	6,01
Mg ²⁺	43	3,37	3,16	2,16	1,22	15,56	5	4,01	3,89	0,83	3,28	5,35	3,01	2,68
SI ²⁺	41	0,112	0,100	0,044	0,060	0,260	3	0,080	0,080	0,010	0,070	0,090	0,04	0,03
Fe _{celk}	43	0,067 6	0,020 0	0,113 3	0,005 0	0,591 0	5	0,009 5	0,005 0	0,006 7	0,005 0	0,020 0	0,665	0,06
Mn ²⁺	43	0,044 3	0,002 5	0,171 2	0,001 0	1,110 0	5	0,002 5	0,002 5	0,000 0	0,002 5	0,002 5	0,066	0,002 5
NH ₄ ⁺	43	0,048	0,025	0,070	0,003	0,390	5	0,026	0,025	0,001	0,025	0,028	0,243	0,15
F ⁻	42	0,052	0,050	0,018	0,035	0,140	5	0,050	0,050	0,000	0,050	0,050	0,059	0,05
Cl ⁻	43	2,91	2,48	1,58	0,89	9,04	5	1,28	1,24	0,15	1,07	1,42	1,96	3,55
SO ₄ ²⁻	43	35,63	36,58	10,93	12,39	61,75	5	15,58	15,35	3,70	11,81	20,66	21,6	13,7
NO ₂ ⁻	16	0,252	0,316	0,176	0,005	0,557	2	0,009	0,009	0,002	0,008	0,010	0,014	
NO ₃ ⁻	43	5,53	3,10	7,74	0,25	43,20	5	3,38	3,80	1,76	1,30	5,80	2,37	0,25
PO ₄ ³⁻	43	0,102	0,030	0,170	0,005	0,937	5	0,031	0,023	0,028	0,005	0,060	0,003	0,005
HCO ₃ ⁻	43	32,1	28,1	23,0	6,1	103,7	5	59,1	54,0	15,9	39,7	79,9	12,2	16,5
SiO ₂	42	23,01	23,10	4,66	9,37	38,23	5	37,56	39,23	4,30	32,20	42,86	14,48	14,45
Cr	42	0,000 73	0,000 25	0,000 96	0,000 05	0,005 50	5	0,000 36	0,000 40	0,000 11	0,000 25	0,000 50	0,002	0,000 3
Cu	43	0,001 57	0,000 80	0,002 28	0,000 20	0,012 00	5	0,001 16	0,001 00	0,001 19	0,000 25	0,003 15	0,002 3	0,000 3
Zn	43	0,025 87	0,005 00	0,078 53	0,000 50	0,463 00	5	0,001 25	0,000 50	0,001 68	0,000 50	0,004 25	0,002	0,000 5
As	42	0,001 27	0,000 51	0,001 39	0,000 05	0,005 00	5	0,000 60	0,000 50	0,000 14	0,000 50	0,000 75	0,000 4	0,001
Cd	43	0,002 82	0,000 25	0,015 22	0,000 05	0,100 00	5	0,000 38	0,000 40	0,000 13	0,000 25	0,000 50	0,000 2	0,000 3
Se	42	0,000 95	0,001 00	0,000 61	0,000 05	0,002 44	5	0,000 60	0,000 50	0,000 14	0,000 50	0,000 75	0,000 5	0,001
Pb	42	0,004 91	0,000 50	0,021 10	0,000 40	0,135 00	5	0,000 70	0,000 75	0,000 21	0,000 50	0,001 00	0,000 3	0,000 5
Hg	41	0,000 23	0,000 10	0,000 22	0,000 10	0,000 80	4	0,000 10	0,000 10	0,000 00	0,000 10	0,000 10	0,000 05	0,000 10
Ba ²⁺	30	0,023	0,005	0,044	0,005	0,160	5	0,005	0,005	0,000	0,005	0,005		0,15

x – priemer, s – smerodajná odchýlka

Tab. 6.2.5 – pokračovanie.

	Kryštalínium						Neogén – efúzia						Spodný trias	
	n	priemer	medián	s	min	max	n	x	medián	s	min	max	číslo 281	číslo 216
Al ³⁺	42	0,241 6	0,1207	0,263 9	0,005 0	1,040 0	5	0,521 5	0,542 5	0,368 0	0,135 0	1,080 0	0,189 4	0,04
Sb	39	0,000 21	0,000 10	0,000 30	0,000 05	0,001 60	3	0,000 10	0,000 10	0,000 00	0,000 10	0,000 10	0,000 2	0,000 1
Volný CO ₂	43	12,94	6,60	15,36	1,32	59,40	5	3,52	3,52	2,29	1,32	6,60	6,60	2,20
Agresívny CO ₂	39	25,39	24,64	9,56	3,96	44,00	5	7,24	6,16	5,79	1,76	16,50	35,20	13,20
S ₁	43	25,480	25,678	6,164	11,111	42,994	5	16,646	16,080	3,133	12,258	19,820	17,53	21,49
S ₂	43	40,221	42,082	14,928	4,522	69,742	5	14,590	12,230	6,060	7,688	21,517	55,69	37,74
A ₂	43	32,140	29,785	17,130	6,631	76,859	5	65,670	68,921	7,843	54,092	74,375	20,61	39,77
(rNa + rK)/(rMg + rCa)	43	0,359	0,345	0,124	0,124	0,786	5	0,208	0,195	0,046	0,150	0,261	0,207	0,261
rMg/rCa	43	0,393	0,329	0,314	0,087	1,778	5	0,406	0,423	0,070	0,308	0,500	0,734	0,735
rSO ₄ /mineralizácia	43	0,262	0,272	0,074	0,077	0,370	5	0,121	0,098	0,041	0,085	0,166	0,297	0,214

Tab. 6.2.6. Základné štatistické ukazovatele vybraných analytických parametrov v podzemnej vode s karbonátovým mineralizáciou.

	Mezozoikum – dolomity						Mezozoikum – vápence v celku						Mezozoikum – karpatský keuper					
	n	priemer	medián	s	min	max	n	x	medián	s	min	max	n	x	medián	s	min	max
T _{vody} (°C)	35	8,7	8,6	2,9	0,7	13,1	33	9,0	8,5	4,4	1,8	28,0	7	7,7	7,7	3,7	2,5	13,0
Mineralizácia	35	442,6	444,4	57,4	348,9	577,4	34	424,2	422,5	52,0	326,4	528,0	7	436,0	437,7	63,8	358,5	539,8
Ca ²⁺ + Mg ²⁺ (mmol . l ⁻¹)	35	2,85	2,85	0,36	2,25	3,70	34	2,67	2,66	0,35	2,00	3,41	7	2,79	2,83	0,43	2,25	3,45
pH	35	7,80	7,76	0,34	7,23	8,44	34	7,85	7,89	0,35	7,00	8,47	7	7,96	8,11	0,36	7,28	8,30
O ₂	26	8,8	8,8	1,5	6,0	11,5	28	9,1	8,8	1,4	6,8	11,6	6	9,1	8,8	1,1	7,7	10,7
CHSK _{min}	34	1,27	0,96	0,80	0,32	3,68	34	2,08	0,92	6,14	0,17	36,60	7	1,27	0,88	0,73	0,72	2,75
Li ⁺	26	0,002 8	0,001 0	0,003 7	0,000 5	0,014 0	27	0,003 3	0,003 0	0,001 8	0,001 0	0,007 0	6	0,002 8	0,003 0	0,001 7	0,001 0	0,005 0
Na ⁺	35	1,4	1,1	1,0	0,2	5,2	34	1,6	1,4	0,8	0,3	4,7	7	1,2	1,1	0,4	0,8	2,0
K ⁺	35	0,68	0,70	0,42	0,01	1,70	34	0,57	0,45	0,41	0,07	2,25	7	0,46	0,44	0,18	0,20	0,80
Ca ²⁺	35	69,97	71,34	12,43	46,60	100,20	34	82,32	78,76	14,07	65,73	122,20	7	79,31	75,60	12,00	68,94	105,35
Mg ²⁺	35	26,77	26,75	4,56	16,65	36,72	34	15,08	15,24	6,76	2,60	26,75	7	19,61	20,08	8,41	6,33	29,18
Si ²⁺	27	0,373	0,240	0,466	0,017	1,980	28	0,267	0,233	0,139	0,090	0,800	6	0,280	0,255	0,091	0,175	0,440
Fe _{celk}	35	0,060 7	0,010 0	0,236 6	0,005 0	1,410 0	34	0,045 4	0,011 5	0,124 7	0,000 5	0,729 0	7	0,069 0	0,030 0	0,069 5	0,005 0	0,179 0
Mn ²⁺	35	0,010 6	0,002 5	0,044 5	0,001 0	0,266 0	34	0,007 2	0,002 5	0,015 7	0,001 0	0,092 0	7	0,010 7	0,002 5	0,014 5	0,002 5	0,041 0
NH ₄ ⁺	35	0,047	0,025	0,086	0,003	0,480	34	0,036	0,025	0,042	0,003	0,220	7	0,046	0,047	0,030	0,003	0,090

x – priemer, s – smerodajná odchýlka

Tab. 6.2.6 – pokračovanie.

	Mezozoikum – dolomity						Mezozoikum – vápence v celku						Mezozoikum – karpatský keuper					
	n	priemer	medián	s	min	max	n	x	medián	s	min	max	n	x	medián	s	min	max
F ⁻	34	0,064	0,050	0,031	0,029	0,170	34	0,069	0,050	0,042	0,031	0,270	7	0,057	0,050	0,026	0,042	0,115
Cl ⁻	35	3,27	2,45	2,31	1,01	11,60	34	3,40	2,72	2,32	0,65	11,52	7	3,49	2,66	2,14	1,35	6,91
SO ₄ ²⁻	35	32,35	25,92	21,45	4,95	121,31	34	28,41	26,95	7,07	12,15	43,80	7	32,57	34,90	7,51	22,00	41,19
NO ₂ ⁻	22	0,130	0,026	0,166	0,005	0,460	18	0,171	0,064	0,203	0,003	0,673	4	0,166	0,078	0,236	0,003	0,504
NO ₃ ⁻	35	5,34	4,70	3,84	0,25	16,10	34	5,52	4,70	4,64	0,23	21,10	7	4,38	4,16	3,23	0,80	7,90
PO ₄ ³⁻	35	0,014	0,005	0,014	0,003	0,056	34	0,016	0,009	0,019	0,003	0,079	7	0,016	0,005	0,020	0,003	0,056
HCO ₃ ⁻	35	297,3	296,2	37,8	231,9	372,2	34	281,4	281,6	37,2	209,9	342,3	7	288,2	283,8	49,0	225,2	347,8
SiO ₂	28	6,03	5,76	3,84	1,19	16,97	29	6,29	6,35	2,95	2,03	15,02	6	7,11	7,15	2,98	1,89	10,20
Cr	35	0,000 62	0,000 30	0,000 75	0,000 05	0,003 20	34	0,001 02	0,000 68	0,001 30	0,000 05	0,006 00	7	0,000 51	0,000 25	0,000 40	0,000 05	0,001 00
Cu	35	0,001 52	0,001 15	0,001 24	0,000 05	0,005 00	34	0,002 04	0,001 45	0,002 40	0,000 20	0,014 00	7	0,001 97	0,002 10	0,001 01	0,000 50	0,003 40
Zn	35	0,019 18	0,001 00	0,081 26	0,000 05	0,484 00	34	0,006 88	0,001 00	0,013 33	0,000 50	0,054 00	7	0,002 14	0,001 00	0,003 11	0,000 50	0,009 00
As	33	0,000 77	0,000 50	0,000 62	0,000 05	0,002 80	34	0,000 52	0,000 50	0,000 29	0,000 05	0,001 00	7	0,000 53	0,000 50	0,000 37	0,000 05	0,001 01
Cd	35	0,000 37	0,000 25	0,000 36	0,000 01	0,001 67	34	0,000 27	0,000 25	0,000 23	0,000 01	0,001 18	7	0,000 23	0,000 25	0,000 16	0,000 02	0,000 50
Se	34	0,001 06	0,001 00	0,000 87	0,000 05	0,005 00	34	0,001 21	0,001 00	0,001 63	0,000 05	0,010 00	7	0,001 41	0,001 00	0,000 89	0,000 78	0,003 29
Pb	34	0,001 03	0,000 50	0,001 08	0,000 05	0,004 00	34	0,001 05	0,000 50	0,000 93	0,000 20	0,003 50	7	0,000 94	0,000 50	0,000 78	0,000 40	0,0026 0
Hg	32	0,000 20	0,000 10	0,000 13	0,000 10	0,000 40	33	0,000 19	0,000 10	0,000 17	0,000 05	0,000 76	7	0,000 22	0,000 10	0,000 15	0,000 10	0,000 40
Ba ²⁺	22	0,063	0,040	0,080	0,005	0,290	23	0,062	0,060	0,031	0,020	0,150	4	0,133	0,095	0,109	0,050	0,290
Al ³⁺	33	0,080 5	0,010 0	0,264 9	0,002 4	1,510 0	34	0,075 1	0,018 8	0,133 0	0,004 4	0,690 0	7	0,049 7	0,060 0	0,036 6	0,005 0	0,0953
Sb	25	0,000 24	0,000 10	0,000 36	0,000 05	0,001 80	27	0,000 15	0,000 10	0,000 10	0,000 05	0,000 40	6	0,000 14	0,000 10	0,000 07	0,000 10	0,000 27
Volný CO ₂	34	10,84	11,00	8,14	0,00	33,00	34	11,27	11,00	8,82	0,00	35,20	7	41,80	8,80	94,14	2,20	255,20
Agresívny CO ₂	26	0,42	0,00	1,76	0,00	8,80	28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	35	1,384	1,212	0,800	0,208	3,588	34	1,589	1,438	0,822	0,597	5,003	7	1,221	1,308	0,281	0,868	1,556
S ₂	35	13,282	12,570	6,088	4,054	36,055	34	12,877	12,709	3,157	4,197	20,084	7	14,207	15,127	4,420	8,483	20,622
A ₂	35	85,127	85,471	6,176	63,258	95,396	34	85,333	85,884	3,512	76,426	95,039	7	84,418	83,616	4,459	77,723	90,573
(rNa + rK)/(rMg + rCa)	35	0,014	0,012	0,008	0,002	0,038	34	0,016	0,014	0,009	0,004	0,053	7	0,012	0,013	0,003	0,008	0,015
rMg/rCa	35	0,654	0,609	0,170	0,386	1,017	34	0,318	0,320	0,160	0,035	0,604	7	0,418	0,382	0,202	0,131	0,686
rSO ₄ /mineralizácia	35	0,057	0,048	0,031	0,011	0,179	34	0,055	0,054	0,013	0,021	0,080	7	0,061	0,060	0,014	0,040	0,079

x – priemer, s – smerodajná odchylka

Tab. 6.2.6 – pokračovanie.

	Paleogén						Fluviálny kvartér					
	n	x	medián	s	min	max	n	x	medián	s	min	max
T _{vody} (°C)	8	10,9	11,3	1,8	8,6	13,3	4	7,6	7,4	1,3	6,4	9,4
Mineralizácia	8	577,4	530,8	158,9	437,2	897,4	4	479,8	443,4	97,5	410,7	621,8
Ca ²⁺ +Mg ²⁺ (mmol · l ⁻¹)	8	3,43	3,25	0,73	2,69	4,56	4	2,96	2,75	0,53	2,60	3,74
pH	8	7,56	7,57	0,16	7,30	7,82	4	7,67	7,64	0,38	7,28	8,11
O ₂	8	5,0	5,4	3,0	0,8	10,6	4	5,6	5,7	2,7	2,4	8,7
CHSK _{Mn}	8	1,15	1,12	0,29	0,85	1,60	4	1,24	1,28	0,66	0,40	2,00
Li ⁺	8	0,009 7	0,009 0	0,008 5	0,000 8	0,021 0	4	0,003 0	0,002 5	0,002 2	0,001 0	0,006 0
Na ⁺	8	8,1	5,5	7,9	0,9	26,6	4	2,9	1,3	3,6	0,6	8,3
K ⁺	8	6,72	1,10	16,20	0,45	46,80	4	1,54	0,25	2,71	0,05	5,60
Ca ²⁺	8	107,25	106,42	26,42	72,41	142,68	4	83,57	80,96	19,27	64,93	107,41
Mg ²⁺	8	18,31	18,11	5,07	8,51	24,32	4	21,28	23,10	13,68	2,92	35,99
Sr ²⁺	8	0,378	0,410	0,125	0,148	0,560	4	0,335	0,325	0,099	0,230	0,460
Fe _{celk}	8	0,009 8	0,005 0	0,012 3	0,005 0	0,040 0	4	0,018 8	0,015 0	0,0155	0,005 0	0,040 0
Mn ²⁺	8	0,009 4	0,002 5	0,015 8	0,002 5	0,048 0	4	0,002 5	0,002 5	0,000 0	0,002 5	0,002 5
NH ₄ ⁺	8	0,022	0,025	0,008	0,003	0,025	4	0,034	0,025	0,018	0,025	0,060
F ⁻	8	0,085	0,050	0,066	0,047	0,210	4	0,108	0,050	0,115	0,050	0,280
Cl ⁻	8	16,49	13,47	15,03	2,47	51,06	4	3,42	2,04	3,05	1,60	7,98
SO ₄ ²⁻	8	72,07	68,04	32,81	20,70	123,98	4	37,60	31,42	17,64	24,40	63,17
NO ₂ ⁻	1	0,193	0,193	#DIV/0!	0,193	0,193						
NO ₃ ⁻	8	18,30	10,65	15,94	5,89	51,90	4	4,43	3,80	3,81	0,80	9,30
PO ₄ ³⁻	8	0,054	0,008	0,112	0,005	0,330	4	0,086	0,030	0,131	0,005	0,280
HCO ₃ ⁻	8	314,9	312,1	64,1	233,7	424,7	4	315,0	301,1	47,0	275,8	382,0
SiO ₂	8	14,58	15,29	2,83	8,08	17,38	4	9,29	8,66	7,39	2,31	17,52
Cr	8	0,000 27	0,000 25	0,000 10	0,000 18	0,000 50	4	0,000 81	0,000 75	0,000 55	0,000 25	0,001 50
Cu	8	0,001 13	0,001 05	0,000 68	0,000 25	0,002 50	4	0,001 56	0,001 50	0,00139	0,000 25	0,003 00
Zn	8	0,057 16	0,009 00	0,107 64	0,000 28	0,313 00	4	0,025 25	0,002 75	0,046 55	0,000 50	0,095 00
As	8	0,000 63	0,000 50	0,000 35	0,000 50	0,001 50	4	0,001 18	0,000 50	0,001 35	0,000 50	0,003 20
Cd	8	0,000 28	0,000 25	0,000 09	0,000 24	0,000 50	4	0,000 31	0,000 25	0,000 13	0,000 25	0,000 50
Se	8	0,000 75	0,000 50	0,000 47	0,000 50	0,001 80	4	0,001 00	0,000 75	0,000 71	0,000 50	0,002 00
Pb	8	0,000 51	0,000 50	0,000 25	0,000 05	0,001 00	4	0,001 13	0,001 00	0,000 63	0,000 50	0,002 00
Hg	8	0,000 11	0,000 10	0,000 04	0,000 10	0,000 21	4	0,000 10	0,000 10	0,000 00	0,000 10	0,000 10
Ba ²⁺	7	0,079	0,100	0,073	0,005	0,200	4	0,080	0,080	0,029	0,050	0,110
Al ³⁺	8	0,047 3	0,010 0	0,076 8	0,003 2	0,220 0	4	0,085 0	0,080 0	0,042 0	0,040 0	0,140 0
Sb	8	0,000 14	0,000 10	0,000 07	0,000 10	0,000 30	4	0,000 23	0,000 25	0,000 10	0,000 10	0,000 30
Voľný CO ₂	8	29,56	30,80	14,70	5,50	50,60	4	24,75	24,20	15,90	11,00	39,60
Agresív. CO ₂	8	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S ₁	8	5,888	4,531	6,085	0,894	20,510	4	2,328	1,157	2,674	0,675	6,324
S ₂	8	23,170	21,937	7,762	9,868	34,396	4	12,710	13,113	3,098	9,149	15,463
A ₂	8	70,828	70,496	9,855	59,981	89,223	4	84,778	85,581	4,879	78,398	89,552
(rNa + rK) (rMg + rCa)	8	0,067	0,047	0,079	0,009	0,258	4	0,024	0,011	0,029	0,006	0,067
rMg/rCa	8	0,297	0,267	0,120	0,142	0,539	4	0,456	0,561	0,280	0,045	0,655
rSO ₄ /mineral.	8	0,099	0,103	0,032	0,038	0,140	4	0,062	0,061	0,017	0,045	0,082

x – priemer, s – smerodajná odchýlka

Veľmi významným charakterizačným koeficientom podzemnej vody s karbonátogénnou mineralizáciou je najmä pomer rMg/rCa. Odráža dominantný typ horninového prostredia, v ktorom sa vytvára chemické zloženie podzemnej vody počas jej obehu (vápence, dolomity, vápencovo-dolomitické komplexy). Prúdenie podzemnej vody v dolomitoch je vo všeobecnosti charakterizované koeficientom rMg/rCa > 0,7, zatiaľ čo v prípade vody v čistých vápencoch je rMg/rCa < 0,2 (Rapant et al., 1996). Podzemná voda s hodnotami rMg/rCa 0,2 – 0,7 poukazuje zväčša na zmiešaný obeh vo vápencovo-dolomitických komplexoch. V podzemnej vode dolomitov sa zistila priemerná hodnota koeficientu rMg/rCa 0,654. Podstatne nižšia hodnota charakterizačného koeficientu rMg/rCa je typická pre podzemnú vodu vápencov (0,318), čo je však o niečo viac ako celoslovenská priemerná hodnota pomeru uvádzaná pri čistých vápencoch (< 0,2). Vyššie hodnoty podielu rMg/rCa sú spôsobené obehom v zmiešanom prostredí vápencovo-dolomitických komplexov, ktoré vystupujú často v zložitých tektonických pozíciách.

Ako vedľajšia prímes je vo vápencovo-dolomitických komplexoch prakticky vždy prítomný sadrovec (menej anhydrit), ktorý vylúhovaním poskytuje anión SO_4^{2-} . Priemerný obsah síranov v neovplyvnenej podzemnej vode vápencov je $28,41 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, resp. vo vode dolomitov $32,35 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Prítomnosť ílových minerálov v karbonatických horninách sa prejavuje v chemickom zložení zvýšeným obsahom alkálií ako dôsledok ionovýmienných reakcií. Vhodným charakterizačným koeficientom na posúdenie výskytu polôh ílových minerálov je pomer $r(\text{Na} + \text{K})/r(\text{Ca} + \text{Mg})$. V podzemnej vode čistých karbonátov je všeobecne jeho hodnota nižšia ako 0,01 (Rapant, 1994). V študovanom území je priemerná hodnota charakterizačného koeficientu $r(\text{Na} + \text{K})/r(\text{Ca} + \text{Mg})$ nízka – vo vode vápencov 0,016, resp. 0,014 vo vode dolomitov. Hodnoty koeficientu vyššie ako priemer plus štandardná odchýlka (približne 0,025) svedčia o prítomnosti silikátových, resp. ílových minerálov vo vápencovo-dolomitických komplexoch, prípadne o možnom prestupe podzemnej vody cez polohy verfénu, resp. karpatského keuperu.

Väčšinou v nízkej koncentrácii sú v podzemnej vode s karbonátogénnou mineralizáciou zastúpené chloridy (priemerný obsah v dolomitoch je $3,27$, vo vápencoch $3,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a dusičnany (priemerný obsah v dolomitoch $5,34$, vo vápencoch $5,52 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Majú prevažne alochtónny pôvod najmä z morských a technogénnych solí v atmosfére. V podzemnej vode pohoria Žiar sa nezaznamenal výraznejší antropogénny obsah týchto látok. Podobne nízka je aj koncentrácia stopových prvkov. Na rozdiel od podzemnej vody so silikátogénnou mineralizáciou, vo vode karbonátov nevystupuje agresívny CO_2 .

Karpatský keuper

Podzemná voda karpatského keuperu sa geneticky viaže na pestré ílovité bridlice, dolomity a kremeň pieskovce. Chemické zloženie podzemnej vody sa preto môže formovať celým radom procesov, medzi ktorými sú zvyčajne najvýznamnejšie hydrolytický rozklad silikátov, oxidácia sulfidov a rozpúšťanie karbonátov, ako aj sadrovca (anhydritu). Do tejto skupiny bolo zaradených celkovo 7 analýz podzemnej vody. Štatistické spracovanie je uvedené v tab. 6.2.6.

Karpatský keuper tvorí nadložie hydrogeologicky priaznivých vápencovo-dolomitických komplexov triasu. Zložité tektonické pomery často vedú k tomu, že súvrstvie keuperu vytvára nepriepustnú bariéru podzemnej vode vápencov, resp. dolomitov a podmieňuje tak vznik bariérových prameňov. Súvrstvie keuperu môže obsahovať aj polohy evaporitov (najmä sadrovca), čo sa prejavuje výrazným zvýšením síranovej zložky v podzemnej vode (v študovanom území takáto voda nie je zdokumentovaná).

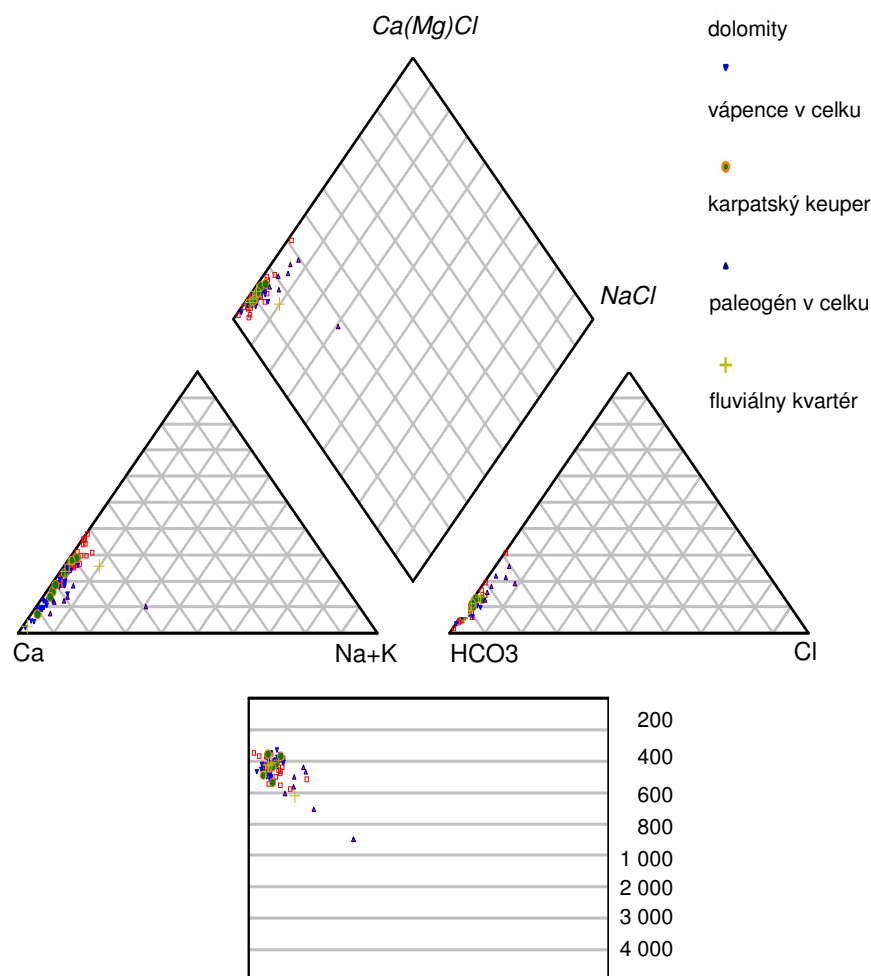
Podzemnú vodu karpatského keuperu všeobecne charakterizuje **základný výrazný A_2 , Ca-HCO_3** typ chemického zloženia. Priemerný obsah jednotlivých zložiek v podzemnej vode prakticky naznačuje ich obeh vo vápencovo-dolomitických komplexoch (celková mineralizácia $436 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, Ca^{2+} $79,31 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, Mg^{2+} $19,61 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, SO_4^{2-} $32,57 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, HCO_3^- $288,2 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, SiO_2 $7,11 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Zložky odrážajúce pestrosť litologického zloženia karpatského keuperu a následnú zložitosť mineralizačných procesov v tomto prostredí dosahujú veľmi nízku koncentráciu (napr. Na^+ , SiO_2 , SO_4^{2-} a pod.). Preto je možné predpokladať, že chemické zloženie podzemnej vody tejto skupiny sa formovalo viac v prostredí vápencov a dolomitov ako v samotnom horninovom prostredí karpatského keuperu, ktorý skôr v tomto prípade tvorí bariéru pri výstupe podzemnej vody na odberovú lokalitu. Chemická charakteristika podzemnej vody je vyjadrená pomocou upraveného Piperovho systematizačného diagramu (obr. 6.2.2).

Vnútrokarpatský paleogén

Mineralogicko-petrografický charakter paleogénnych kolektorov je veľmi pestrý. V klastickom materiáli sedimentov bazálneho súvrstvia sú zastúpené najmä rozličné variety karbonátov, menej kremeň, rohovec, bridlice a pieskovce. Tmel je zvyčajne piesčito-karbonatický. Klastickú zložku flyšového vývoja tvoria najmä kremeň, živce, sludy a úlomky rozličných hornín. V základnej hmote dominuje ílová substancia, tmel je prevažne karbonátový. Najbežnejšou akcesóriou je pyrit. Ílovce sú polyminerálne, s rôzne výraznou piesčitou, resp. vápnitou zložkou a s variabilným obsahom sulfidickej a sulfátovej síry. Uvedené skutočnosti dokumentujú pestrosť faktorov podieľajúcich sa na tvorbe chemického zloženia tejto vody. Aj napriek tomu vzhľadom na výsledky štatistického spracovania je najefektívnejším mineralizačným procesom charakterizujúcim podzemnú vodu paleogénu rozpúšťanie karbonátov a vodu bolo možné zaradiť do tejto skupiny. Kvantitatívny efekt mineralizačných procesov

závisí predovšetkým od obsahu karbonatickej zložky a dĺžky obehu podzemnej vody. Pestrosť chemického zloženia vody dokumentujú výsledky štatistického spracovania uvedené v tab. 6.2.6. Okrem spomínaného rozpúšťania karbonátov sa na celkovom chemickom zložení vody v menšej miere podieľajú aj hydrolytický rozklad silikátov, oxidácia pyritu a rozpúšťanie síranov.

Celková mineralizácia podzemnej vody paleogénu sa v oblasti Žiaru pohybuje prevažne v rozpätí 450 – 600 mg · l⁻¹ s priemernou koncentráciou 577,4 mg · l⁻¹. Podzemnú vodu všeobecne **charakterizuje základný výrazný A₂, menej nevýrazný Ca-HCO₃** typ chemického zloženia. Podiel silikátových minerálov reprezentuje vyššia priemerná koncentrácia Na⁺ (8,1 mg · l⁻¹), ako aj vyšší priemerný podiel (rNa + rK)/(rCa + rMg) (0,067) v porovnaní s podzemnou vodou karbonátov mezozoika. Časť podzemnej vody tejto skupiny je antropogénne ovplyvnená. Indikuje to zvýšená priemerná koncentrácia niektorých látok – najmä chloridov (16,49 mg · l⁻¹, maximum 51,06 mg · l⁻¹), dusičnanov (18,3 mg · l⁻¹, maximum 51,9 mg · l⁻¹) a pravdepodobne aj síranov (72,07 mg · l⁻¹, maximum 123,98 mg · l⁻¹). Koncentrácia stopových prvkov je vo všetkých vzorkách veľmi nízka, v danom prostredí sa dá hovoriť o ich požadovanej koncentrácii. Upravený Piperov systematizačný diagram vyjadrujúci chemickú charakteristiku podzemnej vody je zobrazený na obr. 6.2.2.



Obr. 6.2.2. Upravený Piperov diagram podzemnej vody s karbonátogénnou mineralizáciou.

Kvartér

Chemické zloženie podzemnej vody kvartérnych sedimentov je zvyčajne výsledkom pôsobenia veľkého počtu primárnych a sekundárnych činiteľov. V dôsledku toho má podzemná voda veľmi pestré chemické zloženie. Podzemná voda kvartéru s karbonátogénnou mineralizáciou sa viaže na fluviálne piesčito-štrkovité sedimenty. Vzhľadom na zvyčajne nevelikú hrúbku týchto sedimentov boli vyčlenené len v časti aluviálnych náplavov Nítry, Handlovky a Vrúce. Celkovo boli do tejto skupiny zaradené 4 analýzy podzemnej vody.

Výsledky štatistického spracovania (tab. 6.2.6) naznačujú, že podzemná voda fluvialných náplavov má karbonatický charakter korešpondujúci so situovaním miest odberov na bezprostrednom styku s karbonátmi mezozoika. Karbonatický charakter sa vo všetkých 4 vzorkách prejavuje najmä typom chemického zloženia A_2 , **základným výrazným $Ca-(Mg)-HCO_3$** . Vzhľadom na prevládajúce chemické zloženie a koncentráciu (priemerný obsah Ca^{2+} 83,57 mg · l⁻¹, Mg^{2+} 21,28 mg · l⁻¹, SO_4^{2-} 37,6 mg · l⁻¹, HCO_3^- 315,0 mg · l⁻¹) je prejav iných mineralizačných procesov nepatrný. Priemerná hodnota celkovej mineralizácie vo vode fluvialných náplavov je 479,8 mg · l⁻¹.

Podobne ako vo vode mezozoika s karbonátogénnou mineralizáciou, obsah ďalších základných zložiek, ako aj stopových prvkov nie je určujúci a je nízky (antropogénny vplyv sa nezaznamenal). Pomocou upraveného Piperovho systematizačného diagramu je vyjadrená chemická charakteristika podzemnej vody (obr. 6.2.2).

Je potrebné uviesť, že dokumentačný materiál reprezentuje nízky počet vzoriek. Pri detailnejšom štúdiu aluvialných náplavov je preto možné predpokladať určitú korekciu výsledkov, a to najmä v oblastiach prestupov podzemnej vody z prostredia kryštalinika do fluvialných sedimentov.

6.2.3.3. Podzemná voda so silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou

Podzemná voda tejto skupiny je charakteristická pre viaceré geologické prostredia. Hlavnými mineralizačnými procesmi tvorby chemického zloženia sú hydrolytický rozklad silikátov, resp. oxidácia sulfidov a rozpúšťanie karbonátov, ktorých podrobnejší mechanizmus bol vysvetlený v predchádzajúcej časti. Vodu takéhoto typu je možné predpokladať v geologickom prostredí, v ktorom sú zastúpené jednak silikátové minerály, jednak karbonatická zložka. K podzemnej vode so silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou je možné priradiť podzemnú vodu prestupujúcu z horninového prostredia kryštalinika do karbonátov mezozoika a paleogénu, resp. z komplexu vulkanického neogénu do mezozoického prostredia. Tieto typy vody sú zdokumentované aj v horninovom prostredí sedimentárneho neogénu a v závislosti od charakteru zdrojových hornín aj v kvartérnych deluviálnych uloženinách.

Podzemná voda prestupujúca z kryštalinika, resp. vulkanického neogénu do karbonátov mezozoika a paleogénu

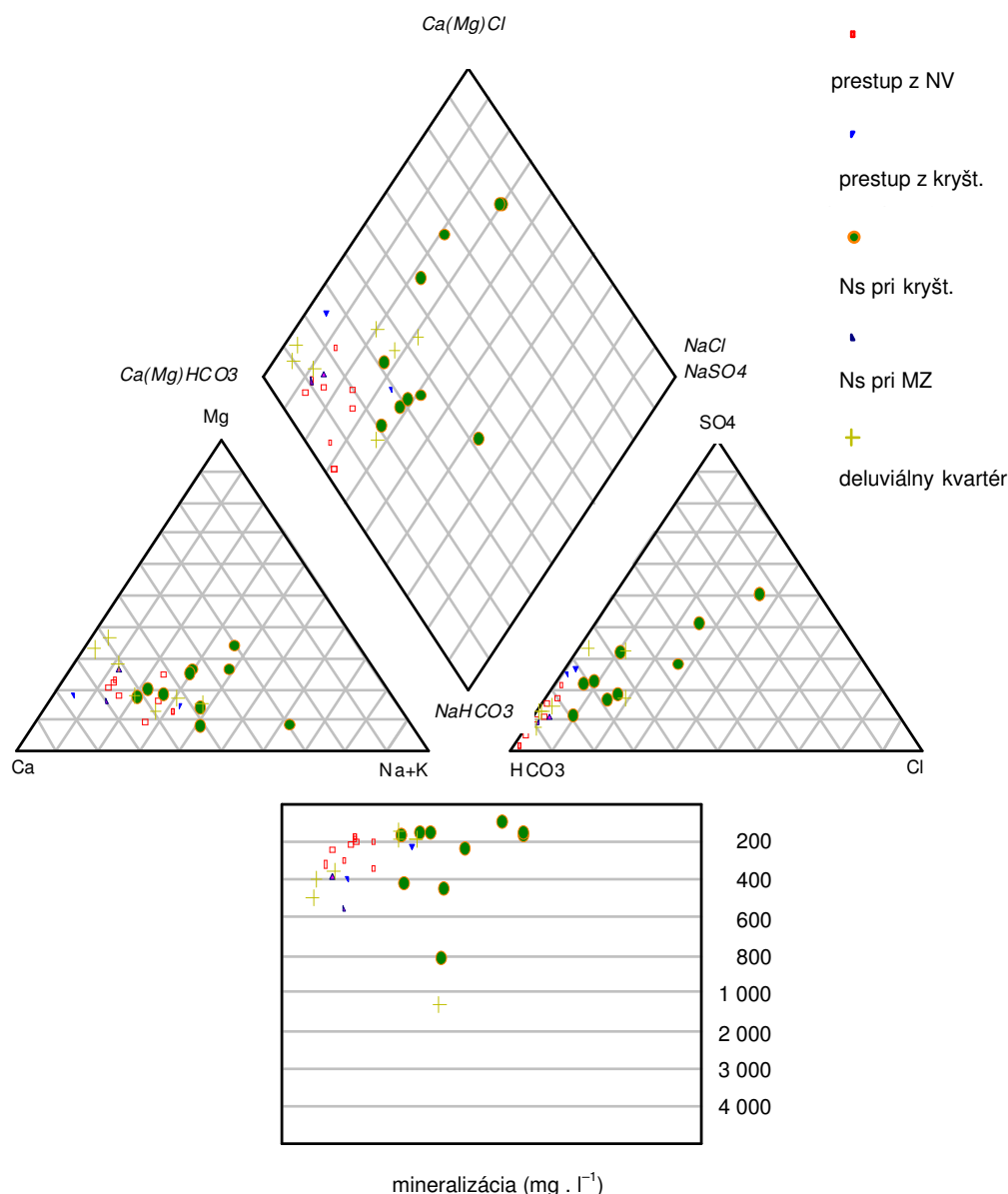
Voda pochádzajúca z kryštalinika, resp. vulkanického neogénu sa na styku s mezozoickými súvrstvami (prípadne paleogénom) zvyčajne metamorfuje. Základnou črtou tejto metamorfózy je nárast zložky $Ca-HCO_3$, resp. $Ca-Mg-HCO_3$ ako vplyv energetického účinku obvykle vysoko agresívnej a nenasýtenej vody kryštalinika (vulkanického neogénu) na kalcit, resp. dolomit. S týmto javom súvisí aj zvýšenie celkovej mineralizácie. Intenzita rozpúšťania karbonátov je v počiatočnom štádiu styku vysoká, postupne klesá, až sa nakoniec ustáli rovnovážny stav obdobný ako pri infiltrácii zrážkovej vody do vápencovo-dolomitických komplexov. Mierou dosiahnutia tejto rovnováhy je eliminácia agresívneho CO_2 . Obsah ostatných komponentov sa mení iba nepatrne, najmä v závislosti od lokálnych podmienok. V tejto skupine je vyhodnotená zvlášť voda prestupujúca z kryštalinika do mezozoika a paleogénu (2 vzorky) a zvlášť podzemná voda prestupujúca z vulkanického neogénu do mezozoika (9 vzoriek), ktorú bolo možné vyčleniť na hydrogeochemickej mape aj plošne. Bližšia charakteristika chemického zloženia tejto vody je v tab. 6.2.7.

Podzemnú vodu prestupujúcu z kryštalinika do mezozoika a paleogénu charakterizuje **základný nevýrazný** typ A_2 chemického zloženia, **$Ca-(Mg)-HCO_3$** , s hodnotou celkovej mineralizácie 224,9, resp. 393,9 mg · l⁻¹. Podzemnú vodu prestupujúcu z neovulkanitov do mezozoika charakterizuje **základný výrazný** typ chemického zloženia A_2 , **$Ca-(Mg)-HCO_3$** , s priemernou hodnotou celkovej mineralizácie 239,5 mg · l⁻¹.

Ďalšie základné katióny a anióny sú v podzemnej vode zastúpené väčšinou v nízkej koncentrácii. V podzemnej vode prestupujúcej z neovulkanitov do mezozoika bola vypočítaná priemerná koncentrácia chloridov 2,35 mg · l⁻¹ a dusičnanov 3,81 mg · l⁻¹, ktoré majú prevažne alochtónny pôvod z morských a technogénnych solí v atmosfére. Podobne nízka koncentrácia sa zaznamenala v prípade stopových prvkov.

Sedimentárny neogén

Zdrojom podzemnej vody s plytkým obehom v prostredí sedimentárneho neogénu sú okrem zrážkovej vody aj prestupy vody z príľahlého pohoria Žiar. Z tohto dôvodu, ako aj vzhľadom na pestré mineralogicko-petrografické prostredie sa sledovali dva typy podzemnej vody. Hojnejšiu skupinu tvorí podzemná voda sedimentárneho neogénu bezprostredne na styku s kryštalinikom. Vyznačuje sa všeobecne nižšími hodnotami celkovej mineralizácie (priemerná hodnota $271,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), ako aj koncentrácie základných iónov (tab. 6.2.7). V dvoch prípadoch sa zaznamenala podzemná voda neogénu na styku s mezozoikom s podstatne vyššími hodnotami celkovej mineralizácie ($374,1$, resp. $559,8 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a základných iónov v dôsledku charakteru kolektorových hornín (dominantnejšie zastúpenie karbonátickej zložky). Výrazný rozptyl hodnôt celkovej mineralizácie môže byť zapríčinený aj odlišnosťou oxidačno-redukčných a termodynamických podmienok počas obehu podzemnej vody, ako aj procesmi miešania vody rôzneho pôvodu a s rozdielnym chemickým zložením.



Obr. 6.2.3. Upravený Piperov diagram podzemnej vody s karbonátogénno-silikátogénnou mineralizáciou.

Styk sedimentárneho neogénu s rôznymi geologicko-tektonickými jednotkami sa prejavuje aj pri charakterizácii prevládajúceho chemického zloženia vody. V podzemnej vode neogénu na styku s mezozoikom dominuje **základný výrazný** typ chemického zloženia A_2 , Ca-Mg-HCO_3 , zatiaľ čo pre podzemnú vodu neogénu na styku s kryštalinikom je charakteristický typ chemického zloženia $A_2-S_2(\text{SO}_4)$,

prechodný Ca–Mg–SO₄–HCO₃. Časť podzemnej vody je antropogénne ovplyvnená, s posunom chemického zloženia k zmiešaným typom. Okrem typických zložiek sú v podzemnej vode prítomné aj chloridy (vo viac ako 50 % vzoriek koncentrácia vyššia ako 20 mg · l⁻¹, s maximom 77,6 mg · l⁻¹) a dusičnany (viac ako 50 % vzoriek koncentrácia vyššia než 15 mg · l⁻¹, s maximom až 92,8 mg · l⁻¹). Koncentrácia stopových prvkov je vo väčšine vzoriek nízka, zistila sa len zvýšená koncentrácia železa a mangánu (vo viac ako polovici vzoriek vyššia ako 0,2 mg · l⁻¹).

Kvartér

Chemické zloženie podzemnej vody kvartérnych pokryvných útvarov je zvyčajne výsledkom pôsobenia veľkého počtu primárnych a sekundárnych činiteľov. V dôsledku toho má podzemná voda veľmi pestré chemické zloženie. Podzemná voda tejto skupiny sa viaže na deluviálne hlinito-kamenité až hlinito-štrkovité svahoviny. Bola vyčlenená len na nevelkých plochách, pretože deluviálne sedimenty dosahujú väčšinou malú hrúbku (do 5 m) a pri tvorbe chemického zloženia podzemnej vody je skôr určujúce podložné predkvartérne horninové prostredie. Do tejto skupiny bolo zaradených celkovo 7 analýz podzemnej vody.

Na základe výsledkov štatistického spracovania (tab. 6.2.7) podzemnú vodu deluviálnych sedimentov charakterizuje **základný výrazný a nevýrazný** typ chemického zloženia **A2, Ca–Mg–HCO₃**. Veľmi pestré mineralogicko-petrografické zloženie deluviálnych sedimentov (v podloží vystupujú rôzne geologicko-tektonické jednotky), resp. antropogénny vplyv sa odráža vo veľkom rozptyle hodnôt celkovej mineralizácie (139,1 – 1 334,5 mg · l⁻¹, s priemernou koncentráciou 439,5 mg · l⁻¹), ako aj obsahu základných iónov. Je možné predpokladať, že na formovaní chemického zloženia sa okrem rozpúšťania karbonátov a hydrolytického rozkladu silikátov podieľajú aj ďalšie procesy, napr. rozpúšťanie síranov, oxidácia sulfidov a iné. Vysoké hodnoty Na⁺ (priemer 12,4 mg · l⁻¹, maximum 57,0 mg · l⁻¹), K⁺ (priemer 9,25 mg · l⁻¹, maximum 53,5 mg · l⁻¹), chloridov (priemer 20,45 mg · l⁻¹, maximum 106,36 mg · l⁻¹), dusičnanov (priemer 9,05 mg · l⁻¹, maximum 34,8 mg · l⁻¹) a síranov (priemer 65,23 mg · l⁻¹, maximum 300,07 mg · l⁻¹) naznačujú, že časť podzemnej vody je antropogénne ovplyvnená. Koncentrácia stopových prvkov je vo väčšine vzoriek nízka, s výnimkou ojedinelého výskytu zvýšeného obsahu nefiltrovaného hliníka.

6.3. CHARAKTERISTIKA KVALITATÍVNYCH VLASTNOSTÍ PODZEMNEJ VODY

Kvalitatívne vlastnosti podzemnej vody regiónu sú prevažne podmienené prírodnými danosťami regiónu. V obmedzenej miere sa zaznamenal prínos prvkov a zložiek do podzemnej vody, ktoré sú antropogénneho pôvodu.

Prírodný charakter prostredia obehu podzemnej vody podmieňuje vo všeobecnosti veľmi dobré kvalitatívne charakteristiky podzemnej vody. V zmysle požiadaviek na vodu používanú na pitie sa z negatívneho vplyvu horninového prostredia v študovanom území najvýraznejšie prejavuje nízka geochemická aktivita hornín kryštalinika, resp. vulkanického neogénu a na nich vyvinutého kvartéru, ktorej dôsledkom je nedosýtenie a agresívne vlastnosti podzemnej vody. Ide o tzv. hladnú vodu s nízkymi hodnotami celkovej mineralizácie a nedostatočnou tvrdosťou vyjadrenou sumou obsahu Ca²⁺ + Mg²⁺ (sledovaná v takmer 40 % objektoch – tab. 6.3.1). Mobilizácia toxických prvkov, prípadne iných polutantov z horninového prostredia do podzemnej vody vo zvýšenom obsahu nebola zaznamenaná.

V približne 10 % objektov bola zdokumentovaná nadlimitná koncentrácia Fe_{celk} a Mn²⁺ (najmä vo vrtoch v oblasti Budiša – tab. 6.3.1). V oblasti kryštalinika je zaznamenaná zvýšená koncentrácia nefiltrovaného hliníka (normovaná hodnota 0,2 mg · l⁻¹ bola prekročená na viac ako 20 % odberových miest). Hodnoty filtrovaného hliníka, ktoré sú podstatne nižšie a prakticky vyhovujú podmienkam na pitnú vodu, potvrdzujú jeho zvýšenú prítomnosť skôr v zložitejších koloidných, resp. nerozpustných formách. Osobitým problémom je koncentrácia dusitanov. Hodnotila sa len na 83 lokalitách, z toho až viac ako 40 % vzoriek prekročilo normovanú hodnotu. Väčšinou ide o odbery uskutočňované v rámci geologickej úlohy v rokoch 2002 – 2004. Na základe konzultácií s pracovníkmi laboratória ŠGÚDŠ a dodatočných pokusov nárast koncentrácie NO₂⁻ vo vzorkách bol pravdepodobne spôsobený kontami-

náciou pri odbere, fixácii alebo preprave vzoriek do laboratória. Preto bez dodatočného overenia týchto výsledkov nie je možné poukazovať na znečistenie, pretože výskyt nadlimitnej koncentrácie dusitanov v oblasti nie je pravdepodobný.

Negatívne ovplyvnenie kvality podzemnej vody v dôsledku antropogénnych činiteľov lokálne indikuje zvýšená koncentrácia NO_3^- , Cl^- a SO_4^{2-} , hodnoty však vo väčšine prípadov neprekročili limitnú koncentráciu pre pitnú vodu. V tabuľke 6.3.1 sú uvedené počty a percentá prekročení kvalitatívnych parametrov v zmysle vyhlášky MZ SR č. 151/2004.

Tab. 6.2.7. Základné štatistické ukazovatele vybraných analytických parametrov podzemnej vody so silikátogénno-karbo-nátogénou mineralizáciou.

	Neogén – efuzíva s prestupom do mezozoika						Kryštalinikum – prestup	
	n	x	medián	s	min.	max.	analýza č. 14	analýza č. 23
$T_{\text{vody}} (^{\circ}\text{C})$	9	10,4	9,6	2,1	7,8	13,4	9,9	7,9
Mineralizácia	9	239,5	206,5	63,1	174,8	342,3	224,9	393,9
$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (mmol . l ⁻¹)	9	1,08	1,07	0,47	0,58	1,74	0,89	2,41
pH	9	7,74	7,75	0,20	7,40	8,07	6,75	7,56
O_2	9	8,9	10,0	1,7	6,5	10,5	6,4	10,1
CHSK_{Mn}	9	1,77	1,10	2,08	0,41	6,96	7,07	1,28
Li^+	5	0,000 8	0,001 0	0,000 3	0,000 5	0,001 0	0,008	0,01
Na^+	9	6,5	5,9	3,2	3,9	14,5	10,09	3,6
K^+	9	2,84	3,00	0,92	1,30	3,93	5,37	0,8
Ca^{2+}	9	28,49	26,85	10,29	16,83	43,55	24,83	69,38
Mg^{2+}	9	8,96	9,73	5,37	3,73	18,84	6,61	16,49
Sr^{2+}	5	0,075	0,060	0,023	0,057	0,104	0,1	0,35
Fe_{celk}	9	0,050 6	0,017 0	0,072 1	0,000 5	0,195 0	3,64	0,033
Mn^{2+}	9	0,018 4	0,002 5	0,028 2	0,000 5	0,071 3	0,667	0,002 5
NH_4^+	9	0,115	0,025	0,257	0,003	0,793	0,217	0,025
F^-	9	0,064	0,050	0,040	0,039	0,165	0,121	0,14
Cl^-	9	2,35	1,52	2,05	1,06	6,74	3,57	3,72
SO_4^{2-}	9	15,96	15,65	12,41	1,32	39,47	37,85	67,2
NO_2^-	7	0,109	0,079	0,099	0,005	0,257	0,003	
NO_3^-	9	3,81	2,65	2,20	1,60	7,60	0,64	14,5
PO_4^{3-}	9	0,097	0,038	0,155	0,005	0,496	0,11	0,005
HCO_3^-	9	128,4	103,8	43,3	88,5	195,3	100,7	202,58
SiO_2	9	41,69	38,16	11,29	28,02	55,16	29,54	13,42
Cr	9	0,000 71	0,000 50	0,000 90	0,000 05	0,003 00	0,012 2	0,001 3
Cu	9	0,001 83	0,000 80	0,002 40	0,000 25	0,007 50	0,012 4	0,001 3
Zn	9	0,004 94	0,002 00	0,006 89	0,000 50	0,020 00	0,016	0,009
As	9	0,000 90	0,000 66	0,000 80	0,000 12	0,002 91	0,002 72	0,000 5
Cd	9	0,000 37	0,000 43	0,000 24	0,000 04	0,000 78	0,000 3	0,018 3
Se	9	0,000 90	0,000 50	0,000 91	0,000 05	0,003 00	0,000 64	0,000 5
Pb	9	0,000 61	0,000 50	0,000 45	0,000 05	0,001 30	0,001 6	0,000 5
Hg	7	0,000 20	0,000 10	0,000 15	0,000 05	0,000 36	0,000 36	0,000 1
Ba^{2+}	5	0,008	0,005	0,006	0,005	0,018		0,06
Al^{3+}	9	0,047 3	0,041 1	0,040 7	0,003 4	0,122 5	0,802 8	1,5
Sb	5	0,000 65	0,000 70	0,000 46	0,000 10	0,001 32	0,000 79	0,000 1
Voľný CO_2	9	6,65	6,60	4,60	2,20	17,16	4,4	11
Agresívny CO_2	9	5,57	4,62	3,15	2,64	11,00	30,8	0
S_1	9	8,938	8,346	3,970	3,961	16,788	22,501	3,476
S_2	9	6,676	7,299	6,389	0,000	15,921	12,982	30,980
A_2	9	78,252	76,675	5,746	67,440	88,493	55,172	62,291
$(\text{rNa} + \text{rK})/(\text{rMg} + \text{rCa})$	9	0,191	0,201	0,090	0,091	0,303	0,323	0,037
rMg/rCa	9	0,493	0,506	0,141	0,254	0,717	0,439	0,392
$\text{rSO}_4/\text{mineralizácia}$	9	0,055	0,062	0,036	0,009	0,122	0,152	0,137

Tab. 6.2.7 – pokračovanie.

	Sedimentárny neogén (stýk s kryštalinikom)											Sedim. neogén (stýk s mez.)						Deluválny kvartér					
	n	x	medián	s	min.	max.	analýza č. 180	analýza č. 246	n	x	medián	s	min.	max.									
T _{vody} (°C)	10	7,6	7,5	2,1	3,6	11,8	10,9	12,4	7	12,3	12,7	2,1	8,3	14,2									
Mineralizácia	10	271,0	150,2	223,3	78,5	812,5	559,83	374,14	7	439,5	352,4	416,1	139,1	1334,5									
Ca ²⁺ + Mg ²⁺ (mmol · l ⁻¹)	10	1,33	0,86	1,20	0,15	3,85	3,2604	2,2104	7	2,39	1,94	2,34	0,41	7,21									
pH	10	6,19	6,06	0,69	5,15	7,45	7,37	7,78	7	7,51	7,58	0,46	7,00	8,23									
O ₂	2	4,9	4,9	3,0	2,8	7,0	5,3	7,1	6	6,0	7,2	2,3	2,0	7,6									
CHSK _{Min}	10	5,06	4,76	2,94	0,64	9,44	1,2	0,96	7	1,49	1,08	0,85	0,56	2,88									
Li ⁺	9	0,0044	0,0010	0,0047	0,0005	0,0110	0,003	0,001	6	0,0238	0,0075	0,0354	0,0010	0,0930									
Na ⁺	10	10,8	8,3	7,4	4,6	27,0	6,7	7	12,4	5,3	19,8	1,5	57,0										
K ⁺	10	10,97	6,30	20,52	0,60	68,50	12,3	3,1	7	9,25	2,50	19,53	0,70	53,50									
Ca ²⁺	10	34,99	17,64	37,20	4,01	121,04	94,99	52,1	7	57,58	44,29	59,79	10,82	186,77									
Mg ²⁺	10	11,38	10,21	7,43	1,22	24,08	21,64	22,13	7	23,08	20,31	21,28	3,40	62,02									
Sr ²⁺	9	0,194	0,180	0,106	0,040	0,350	0,27	0,05	6	0,375	0,171	0,477	0,070	1,310									
Fe _{celk}	10	1,1050	0,2800	2,0281	0,0050	6,2600	0,03	0,02	7	0,0336	0,0400	0,0193	0,0050	0,0500									
Mn ²⁺	10	0,4168	0,2725	0,5071	0,0025	1,7200	0,0025	0,0025	7	0,0250	0,0025	0,0595	0,0025	0,1600									
NH ₄ ⁺	10	1,282	0,293	2,435	0,025	8,000	0,05	0,025	7	0,026	0,025	0,001	0,025	0,028									
F ⁻	2	0,050	0,050	0,000	0,050	0,050	0,05	0,05	7	0,061	0,050	0,031	0,045	0,130									
Cl ⁻	10	29,27	23,40	27,05	4,43	77,66	14,18	4,79	7	20,45	3,20	38,40	1,95	106,35									
SO ₄ ²⁻	10	41,95	40,53	28,98	11,52	86,66	45,14	24,32	7	65,23	30,16	104,01	9,75	300,07									
NO ₂ ⁻	8	0,041	0,028	0,032	0,010	0,090	0,090	0,090	2	0,005	0,005	0,000	0,005	0,005									
NO ₃ ⁻	10	21,33	9,40	32,18	0,25	92,80	19,9	25,4	7	9,05	6,50	11,75	0,25	34,80									
PO ₄ ³⁻	10	0,795	0,043	1,356	0,005	3,400	0,95	0,03	7	0,039	0,008	0,054	0,005	0,150									
HCO ₃ ⁻	10	90,9	58,3	94,2	12,2	300,8	331,94	228,21	7	214,6	205,6	173,5	54,9	513,2									
SiO ₂	10	15,13	12,86	12,44	6,38	47,82	11,51	6,63	7	26,71	26,66	16,66	2,00	48,99									
Cr	6	0,00798	0,00700	0,00817	0,00025	0,02100	0,0007	0,002	7	0,00054	0,00025	0,00039	0,00025	0,00120									
Cu	10	0,01422	0,01650	0,00999	0,00050	0,03200	0,029	0,0006	7	0,00223	0,00220	0,00203	0,00025	0,00615									
Zn	10	0,32190	0,21100	0,24588	0,02500	0,68600	0,039	0,108	7	0,08436	0,00700	0,20364	0,00200	0,54600									
As	2	0,00165	0,00165	0,00163	0,00050	0,00280	0,0018	0,001	6	0,00079	0,00050	0,00048	0,00050	0,00165									
Cd	10	0,04523	0,05150	0,04184	0,00025	0,11600	0,0003	0,0003	7	0,00034	0,00025	0,00017	0,00025	0,00070									
Se	2	0,00150	0,00150	0,00071	0,00100	0,00200	0,0005	0,0012	6	0,00088	0,00063	0,00059	0,00050	0,00200									
Pb	2	0,00050	0,00050	0,00000	0,00050	0,00050	0,0005	0,002	7	0,00111	0,00050	0,00140	0,00050	0,00425									
Hg	2	0,00010	0,00010	0,00000	0,00010	0,00010	0,0001	0,0001	5	0,00016	0,00010	0,00013	0,00010	0,00040									
Ba ²⁺	2	0,293	0,293	0,407	0,005	0,580	0,08	0,02	7	0,065	0,013	0,108	0,005	0,300									
Al ³⁺	2	0,0075	0,0075	0,0035	0,0050	0,0100	0,02	0,09	6	0,4600	0,3400	0,4308	0,0700	1,1500									
Sb	2	0,00010	0,00010	0,00000	0,00010	0,00010	0,0004	0,0002	5	0,00010	0,00010	0,00000	0,00010	0,00010									
Volný CO ₂	10	61,73	55,44	44,10	13,20	167,20	33	11	7	25,96	14,96	39,32	0,00	112,20									
Agresívny CO ₂	3	13,93	13,20	14,31	0,00	28,60	0	0	7	12,37	4,62	18,40	0,00	47,52									
S ₁	10	25,556	22,902	10,201	15,321	50,753	8,5305	7,9913	7	14,009	14,967	8,780	1,647	22,929									
S ₂	10	32,201	23,483	29,105	0,000	70,184	15,098	14	7	18,408	15,849	12,870	0,000	32,780									
A ₂	10	36,983	41,337	20,245	7,182	63,554	76,294	77,716	7	65,128	71,135	17,414	46,050	85,807									
(rNa + rK) / (rMg + rCa)	10	0,370	0,281	0,274	0,152	1,093	0,0929	0,0868	7	0,192	0,198	0,137	0,016	0,393									
rMg/rCa	10	0,761	0,535	0,473	0,275	1,878	0,3756	0,7004	7	0,628	0,548	0,227	0,361	1,012									
rSO ₄ /mineralizácia	10	0,136	0,128	0,049	0,065	0,207	0,0659	0,0527	7	0,106	0,087	0,048	0,048	0,174									

x – priemer, s – smerodajná odchýlka

Úroveň kontaminácie podzemnej vody pohoria Žiar je vyjadrená pomocou stupňa kontaminácie – C_d na prídavnej mape 1 : 200 000. Stupeň kontaminácie je vypočítaný z každej vzorky podzemnej vody ako suma faktorov kontaminácie jednotlivých analyzovaných zložiek prekračujúcich normatívnu hodnotu pre pitnú vodu podľa vyhlášky č. 151/2004 (Backman et al., 1998):

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

kde: C_d – stupeň kontaminácie vzorky,
 C_{fi} – faktor kontaminácie i-tej zložky,
 C_{Ai} – analytická hodnota i-tej zložky,
 C_{Ni} – normatívna hodnota i-tej zložky.

Na základe výsledkov chemických analýz podzemnej vody a ich porovnaním s hodnotami ukazovateľov podľa vyhlášky č. 151/2004 o požiadavkách na pitnú vodu je možné plošne vymedziť dve kvalitatívne triedy podzemnej vody: A a B.

V prevažnej časti územia (viac ako 60 %) sa vyskytuje podzemná voda najlepšej **triedy kvality A**. Jej plošné rozšírenie sa viaže prakticky na celú oblasť s výskytom podzemnej vody mezozoika s karbonátogénnou mineralizáciou v severnej polovici územia, v západnej časti pozdĺž Nitrianskeho Pravna, Pravenca, Malej Čausy a Chrenovca (paleogén, neogén) a v jz. časti územia budovanej mezozoickými komplexmi. Podzemná voda triedy kvality A v plnom rozsahu vyhovuje všetkým ukazovateľom podľa vyhlášky MZ SR č. 151/2004. Vzhľadom na posudzovanie kategórie upraviteľnosti podľa STN 75 7214 *Surová voda na úpravu na pitnú vodu* podzemná voda tejto skupiny vyžaduje zvyčajne len dezinfekciu alebo jednoduchú filtráciu.

Tab. 6.3.1. Počet prekročení a percento prekročenia kvalitatívnych parametrov v zmysle vyhlášky MZ SR č. 151/2004.

Parameter	Limitná, resp. odporúčaná hodnota	Počet vzoriek nespĺňajúci kritérium vyhlášky MZ SR č. 151/2004		Parameter	Limitná, resp. odporúčaná hodnota	Vzorky nespĺňajúce kritérium vyhlášky MZ SR č. 151/2004	
		počet	%			počet	%
Nefiltr. hliník	0,2	32	20,38	selén	0,01	0	0
Filtr. hliník	0,2	3	3,49	chloridy	100	1	0,59
Arzén	0,01	0	0	fluoridy	1,5	0	0
Bárium	1	0	0	železo	0,2	14	8,28
Kadmium	0,003	10	5,92	mangán	0,05	20	11,83
Chróom	0,05	0	0	fosforečnany	1	2	1,18
Meď	0,5	0	0	sírany	250	1	0,59
Ortuť	0,001	0	0	zinok	3	0	0
Amónne ióny	0,5	5	2,96	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ (mmol . l ⁻¹)	1,1 až 5	66	39,05
Dusitany	0,1	35	42,17	CHSK _{Mn}	3	25	14,88
Dusičnany	50	3	1,78	horčík	125	0	0
Nikel	0,02	0	0	O ₂ (%)	> 50	13	9,28
Antimón	0,005	0	0	pH	6,5 – 8,5	21	12,43
Olovo	0,01	3	1,89	mineralizácia	1 000	1	0,59

Pozn.: s výnimkou uvedených jednotiek a pH sú všetky parametre v mg . l⁻¹

Na zvyšnej časti územia (zhruba do 40 %) sa vyskytuje podzemná voda **triedy kvality B**. Viaže sa najmä na oblasť podzemnej vody kryštalínika, resp. vulkanického neogénu so silikátogénnou mineralizáciou a je rozšírená v centrálnej a jv. časti pohoria. Pre podzemnú vodu triedy kvality B sú typické nízke hodnoty tvrdosti (obsah Ca²⁺ + Mg²⁺) a celkovej mineralizácie, ktoré sú odrazom nízkej efektivity mineralizačných procesov. Výsledkom je nízko mineralizovaná agresívna voda. Aj napriek týmto vlastnostiam je táto voda po vhodnej úprave vhodná na pitné účely. Vzhľadom na posúdenie kategórie upraviteľnosti podľa STN 75 7214 si podzemná voda triedy kvality B vyžaduje zvyčajne jednoduchú úpravu, filtráciu s odželezňovaním a odmangánovaním a dezinfekciu.

V oblasti Budiša sa vo vrtoch zistil vysoký nadlimitný obsah viacerých chemických parametrov prekračujúci hodnoty stanovené vyhláškou č. 151/2004. Ide o anomálny obsah najmä NO_3^- , NH_4^+ , Cd, Fe_{celk} a Mn^{2+} v 9 vrtoch, ktorý má pravdepodobne antropogénny charakter a súvisí s aktivitami v obci Budiš. Vodu tejto skupiny charakterizuje **trieda kvality H**. Vzhľadom na to, že vrty ležia mimo vyčleneného územia prieskumu, táto anomália nie je na mape vyjadrená plošne. Územie bolo z pohľadu negatívnych charakteristík vyčlenené na ďalší detailnejší prieskum (kap. 7). Plošné zastúpenie tried kvality v kilometroch štvorcových, ako aj v percentách z celého územia je uvedené v tab. 6.3.2. Podzemná voda tejto skupiny prakticky nie je vhodná na úpravu na pitnú vodu.

Tab. 6.3.2 Plošné vymedzenie tried kvality v území.

Trieda kvality	km ²	%
A	112,59	60,64
B	73,06	39,36
Spolu	185,65	100

Tab. 6.3.3. Zastúpenie tried kvality vo vzorkovaných objektoch územia.

Trieda kvality	Počet objektov	% z celkového počtu objektov
A	73	49,32
B	31	20,95
C	2	1,35
D	3	2,03
E	7	4,73
F	20	13,52
G	1	0,67
H	11	7,43
Spolu	148	100

Z hľadiska začlenenia jednotlivých vzorkovaných objektov (prevažne prameňov) do tried kvality možno podobne ako pri plošnom vymedzení konštatovať veľmi dobrú kvalitu podzemnej vody. Celkovo sú vzorky podzemnej vody charakterizované 8 triedami kvality v rozsahu od A po H. Konkrétne zastúpenie určených tried kvality vo vzorkovaných objektoch je uvedené v tab. 6.3.3. Z tabuľky je zrejmé, že takmer 70 % odberových miest má veľmi dobrú a vyhovujúcu triedu kvality podzemnej vody A alebo B. Ostatné triedy kvality sú zastúpené v podstatne menšej miere.

6.4. PODROBNÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA NAVRHNUTÉHO NA ĎALŠIE PRÁCE

Na ďalšie práce podrobnejšieho charakteru bola vyčlenená širšia oblasť v okolí obce Budiš. Toto územie sa vyznačuje negatívnymi kvalitatívnymi vlastnosťami podzemnej vody vo viacerých zdrojoch (celkovo 9 vrtoch) v oblasti. Z pohľadu kontaminácie ide v týchto objektoch najmä o anomálny obsah NO_3^- , NH_4^+ , Cd, Fe_{celk} a Mn^{2+} . Základné ciele budúcich prác by sa mali zamerať najmä na identifikáciu zdrojov kontaminácie vo vrtoch. Zistenie potenciálnych a reálnych zdrojov kontaminácie má v tejto oblasti osobitý význam aj v dôsledku prítomnosti významných zdrojov minerálnej vody v oblasti.

Oblasť prieskumu bola vyčlenená v úzkej súvislosti s hydrogeologickými poznatkami v oblasti. Oblasť navrhnutá na ďalší prieskum zahŕňa neogénne sedimenty a priľahlé územie budované horninami kryštalinika. Pretože v horninách kryštalinika ide predovšetkým o plytký podpovrchový obeh podzemnej vody, oblasť navrhnutého prieskumu nie je rozľahlá a okrem samotnej oblasti výskytu kontaminovanej podzemnej vody je koncentrovaná v okrajových častiach pohoria Žiar a Turčianskej kotliny.

7. ÚDAJE O MNOŽSTVE A ODBEROCH PODZEMNEJ VODY

Využívanie podzemnej vody v študovanom území v jednotlivých hydrogeologických celkoch v roku 2002 udáva nasledujúca tabuľka 7.1.

Tab. 7.1. Bilančné tabuľky Štátnej vodohospodárskej bilancie, časť Podzemná voda, podľa hydrogeologických rajónov (spracované podľa SHMÚ).

M 032 – Mezozoikum južnej časti Lúčanskej Fatry							
<i>VH 20 – čiastkový rajón kryhy krížňanskej a chočskej jednotky</i>							
Plocha: 22,9 km ²				Bilančný stav: dobrý			
Využitelné množstvo podzemnej vody: 59,7 l . s ⁻¹				Bilančný profil: 1 960 (Turiec-ústie)			
Odber: 7,14 l . s ⁻¹							
Názov lokality	Okres	Využitelné množstvo			Zhodnotenie využívania		
		Kat.	Množstvo (l . s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l . s ⁻¹)	Využitel.	Bilančný stav
Vrúcko	Martin	C1	20,60	O, V	4,97	V2	dobrý, 4,14
Polerieka	Turč. Teplice	C1	9,80	O	2,17	V4	dobrý, 4,52
Studenec	Martin	C1	6,00	O	0,00	V2	dobrý
Rozptýlené využ. zdroje	Martin	C1	21,30	O	0,00	V3	
		III.	2,00				
<i>NA 20 – čiastkový rajón kryhy krížňanskej a chočskej jednotky</i>							
Plocha: 3,2 km ²				Bilančný stav: uspokojivý			
Využitelné množstvo podzemnej vody: 12,6 l . s ⁻¹				Bilančný profil: 5 760 (Nitra – Nováky)			
Odber: 7,88 l . s ⁻¹							
Názov lokality	Okres	Využitelné množstvo			Zhodnotenie využívania		
		Kat.	Množstvo (l . s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l . s ⁻¹)	Využitel.	Bilančný stav
Tmavá dolina	Prievidza	C1	12,60	V	7,88	V4	uspokojivý 1,6
<i>NA 50 – čiastkový rajón obalu a triasu a jury krížňanskej jednotky</i>							
Plocha: 17 km ²				Bilančný stav: uspokojivý			
Využitelné množstvo podzemnej vody: 33,3 l . s ⁻¹				Bilančný profil: 5 760 (Nitra – Nováky)			
Odber: 19,55 l . s ⁻¹							
Názov lokality	Okres	Využitelné množstvo			Zhodnotenie využívania		
		Kat.	Množstvo (l . s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l . s ⁻¹)	Využitel.	Bilančný stav
Mokrú dolina	Prievidza	C1	13,30	V	15,48	V4	havarijný 0,86
Tufová dolina	Prievidza	II.	6,00	V	4,07	V4	uspokojivý 1,47
Mokrú dolina	Prievidza	I.	12,00	O	0,00	V2	
		III.	2				
<i>NA 60 – čiastkový rajón kriedy a kryštalinika pri Kľačane</i>							
Plocha: 28,2 km ²				Bilančný stav: dobrý			
Využitelné množstvo podzemnej vody: 3,0 l . s ⁻¹				Bilančný profil: 5 760 (Nitra – Nováky)			
Odber: 0 l . s ⁻¹							
Názov lokality	Okres	Využitelné množstvo			Zhodnotenie využívania		
		Kat.	Množstvo (l . s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l . s ⁻¹)	Využitel.	Bilančný stav
Kľačno	Prievidza	I.	3,00	O	0,00	V2	dobrý

Tab. 7.1 – pokračovanie.

P – G 063 – Kryštalínikum, mezozoikum a paleogén jz. časti pohoria Žiar a Handlovskej kotliny							
<i>NA 10 – časťový rajón mezozoika</i>							
Plocha: 13,6 km ²				Bilančný stav: dobrý			
Využitelné množstvo podzemnej vody: 58 l . s ⁻¹				Bilančný profil: 5 660 (Handlovka-ústie)			
Odber: 12,67 l . s ⁻¹							
Názov lokality	Okres	Využitelné množstvo			Zhodnotenie využívania		
		Kat.	Množstvo (l . s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l . s ⁻¹)	Využitel'	Bilančný stav
Remata	Prievidza	I.	38,00	O, V	0,00	V4	dobrý
Ráztočno	Prievidza	I.	12,80	V	6,75	V4	uspokojivý 1,9
Jalovec	Prievidza	II.	7,20	V	5,92	V4	napätý 1,22
M 064 – Mezozoikum severnej časti pohoria Žiar							
<i>VH 10 – časťový rajón karbonátov triasu krížňanského príkrovu</i>							
Plocha: 10,9 km ²				Bilančný stav: dobrý			
Využitelné množstvo podzemnej vody: 60 l . s ⁻¹				Bilančný profil: 1 960 (Turiec-ústie)			
Odber: 12,10 l . s ⁻¹							
Názov lokality	Okres	Využitelné množstvo			Zhodnotenie využívania		
		Kat.	Množstvo (l . s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l . s ⁻¹)	Využitel'	Bilančný stav
Polerieka	Turč. Teplice	I.	54,00	V	10,15	V4	dobrý 5,32
Slovenské Pravno	Turč. Teplice	III.	6,00	V	1,95	V4	uspokojivý 3,08
<i>VH 20 – časťový rajón mezozoika obalovej série</i>							
Plocha: 11,9 km ²				Bilančný stav: dobrý			
Využitelné množstvo podzemnej vody: 23 l . s ⁻¹				Bilančný profil: 1960 (Turiec-ústie)			
Odber: 0,48 l . s ⁻¹							
Názov lokality	Okres	Využitelné množstvo			Zhodnotenie využívania		
		Kat.	Množstvo (l . s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l . s ⁻¹)	Využitel'nosť	Bilančný stav
Rudno	Turč. Teplice		1,50	V	0,48	V4	uspokojivý 3,13
Jasenovo	Turč. Teplice	I.	20,00	O	0,00	V3	dobrý
		III.	1,50				
<i>VH 30 – časťový rajón vrchného triasu až kriedy krížňanského príkrovu</i>							
Plocha: 8,8 km ²				Bilančný stav: dobrý			
Využitelné množstvo podzemnej vody: 2,0 l . s ⁻¹				Bilančný profil: 1 960 (Turiec-ústie)			
Odber: 0,14 l . s ⁻¹							
Názov lokality	Okres	Využitelné množstvo			Zhodnotenie využívania		
		Kat.	Množstvo (l . s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l . s ⁻¹)	Využitel'nosť	Bilančný stav
Rozpätýl. využ. zdroje	Turč. Teplice	III.	2,00	O	0,14	V3	
<i>NA 10 – časťový rajón karbonátov triasu krížňanského príkrovu</i>							
Plocha: 2,8 km ²				Bilančný stav: havarijný			
Využitelné množstvo podzemnej vody: 58 l . s ⁻¹				Bilančný profil: 5 760 (Nitra – Nováky)			
Odber: 65,34 l . s ⁻¹							
Názov lokality	Okres	Využitelné množstvo			Zhodnotenie využívania		
		Kat.	Množstvo (l . s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l . s ⁻¹)	Využitel'nosť	Bilančný stav
Vyšehradné	Prievidza	I.	58,00	V	65,34	V5	havarijný 0,89
<i>NA 40 – časťový rajón mezozoika a kryštalínika pri Nitrianskom Pravne</i>							
Plocha: 18,2 km ²				Bilančný stav: dobrý			
Využitelné množstvo podzemnej vody: 22 l . s ⁻¹				Bilančný profil: 5 760 (Nitra – Nováky)			
Odber: 1,6 l . s ⁻¹							
Názov lokality	Okres	Využitelné množstvo			Zhodnotenie využívania		
		Kat.	Množstvo (l . s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l . s ⁻¹)	Využitel'nosť	Bilančný stav
Solka	Prievidza	II.	22,00	V	1,60	V4	dobrý 13,75

(Zdroj: SHMÚ; Štátna vodohospodárska bilancia – Vodohospodárska bilancia za rok 2002)

Kategória. – Využiteľné množstvo je rozdelené do ôsmich kategórií. Kategórie A, B, C, C1 a C2 predstavujú využiteľné množstvo podzemnej vody schválené komisiou na klasifikáciu zdrojov a zásob podzemnej vody. V ostatných kategóriách sú zaradené doteraz neschválené zdroje (I, II, III, spracovanie odborným posúdením SHMÚ).

Kategória A. – V zmysle vyhlášky MŽP č. 141 reprezentuje podrobne preskúmané zdroje a zásoby podzemnej vody s kvantitatívnym aj kvalitatívnym hodnotením a stanovením využiteľného množstva podzemnej vody na základe minimálne 3-ročného pozorovania základných kvantitatívnych a kvalitatívnych parametrov.

Kategória B. – Reprezentuje zdroje a zásoby podzemnej vody na základe minimálne 2-ročného režimového sledovania kvantity a kvality.

Kategória C. – Reprezentuje zdroje a zásoby podzemnej vody stanovené vo väzbe na prírodné zdroje a zásoby podzemnej vody tak, aby bola zhodnotená ich perspektívnosť vo vzťahu k využitiu a ich zabezpečenie z hľadiska kvality aj ekológie na základe dostupných údajov z hydrogeologických prieskumov, sledovania kvantitatívnych parametrov, základného overenia kvality v širších regionálnych súvislostiach a hydrogeologických aspektov ochrany a množstva kvality podzemnej vody.

Podľa pôvodnej kategórie kategória C1 reprezentuje zdroje a zásoby podzemnej vody stanovené na základe najmenej dvojročného sledovania kvantitatívnych parametrov a základného overenia kvality a geologických a hydrogeologických pomerov.

Kategória C2 reprezentuje zdroje a zásoby podzemnej vody stanovené na základe doterajších geologických, hydrogeologických a hydrochemických poznatkov, preskúmanosti, režimového pozorovania a hlásení o využívaní zdroja.

Stupeň I reprezentuje využiteľné množstvo podzemnej vody stanovené na základe podkladových údajov s veľmi dobrou spoľahlivosťou.

Stupeň II reprezentuje využiteľné množstvo podzemnej vody stanovené na základe podkladových údajov s primeranou spoľahlivosťou.

Stupeň III reprezentuje využiteľné množstvo podzemnej vody stanovené na základe podkladových údajov s nižšou spoľahlivosťou.

Množstvo. – Obsahuje kvantitatívne údaje o využitelnom množstve podzemnej vody v $l \cdot s^{-1}$.

Kvalita. – Podáva kvalitatívnu charakteristiku využitelného množstva hodnotenej kvality podľa dostupných údajov: O – kvalita nehodnotená, V – kvalita vyhovuje STN.

Odber. – Udáva sumárny odber v $l \cdot s^{-1}$ z danej lokality podľa údajov ročných hlásení a kontrol SHMÚ.

Využitelnosť. – Obsahuje charakteristiku využiteľnosti vodohospodárskych lokalít zohľadňujúcu zdokumentovanie, súčasné využívanie, kvalitu, prístupnosť a možnosti ochrany podzemnej vody:

V2 – lokalita (zdroj) nevyužitá alebo len čiastočne využitá, s dobre zdokumentovanými zdrojmi nevyhovujúcej kvality alebo nevyhovujúcimi z hľadiska prístupnosti a možnosti ochrany;

V3 – lokalita (zdroj) nevyužitá alebo len čiastočne využitá, s nedostatočne zdokumentovanými zdrojmi, na vodohospodárske využitie nutná realizácia dopĺňujúcich hydrogeologických prieskumov;

V4 – lokalita (zdroj) vodohospodársky značne alebo plne využitá;

V5 – lokalita zdevastovaná odberom.

Bilančný stav. – Vzájomný pomer stanoveného využitelného množstva a odberov podzemnej vody je určujúcim faktorom bilančného stavu v hodnotenom bilančnom celku a lokalite;

Bs – **dobrý** $3,33 < Bs$

Bs – **uspokojivý** $1,43 < Bs \leq 3,33$

Bs – **napätý** $1,18 < Bs \leq 1,43$

Bs – **kritický** $1,00 < Bs \leq 1,18$

Bs – **havarijný** $Bs \leq 1,00$

V hodnotenom území stanovil prírodné zdroje a využiteľné množstvo v rajóne M 064 Polák (1997). V rajóne vyčíslil prírodné zdroje podzemnej vody na $564,16 l \cdot s^{-1}$ a využiteľné zásoby v kategórii C na $191,85 l \cdot s^{-1}$.

8. MINERÁLNA A GEOTERMÁLNA VODA

Minerálna a geotermálna voda priamo v skúmanom území nevystupuje, no na jeho okraji bolo zdokumentovaných niekoľko zdrojov.

V západnej časti pohoria Krahulec et al. (1978) neuvádzajú žiadne pramene studenej minerálnej vody. Uvádzajú iba dva zdroje, resp. prítoky geotermálnej vody, ktoré sa zistili pri východnej šachte v hĺbke 470 m v hnedouhoľnej bani v Handlovej. Jeden prítok (reg. č. PR-12), zistený v r. 1942, mal výdatnosť $10,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplotu vody $32 \text{ }^\circ\text{C}$. Chemicky ide o vodu Ca–Mg–SO₄–HCO₃ typu (viac ako 20 eqv. % zo 100 eqv. % iónov) s mineralizáciou $2,15 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Druhý výron geotermálnej vody (reg. č. PR-11) sa zistil v r. 1945 a mal výdatnosť $2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Teplota a chemické zloženie vody, s výnimkou nižšej mineralizácie ($2,05 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), boli rovnaké ako v predchádzajúcom prípade. Ide zrejme o tú istú geotermálnu vodu, ktorú uvádzajú Fendek et al. (2004) podľa ústnej informácie Ferianca z r. 2001 (prítok geotermálnej vody s teplotou $32,5 \text{ }^\circ\text{C}$ pri výdatnosti $5,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, chemický typ vody Ca–Mg–SO₄ s mineralizáciou $2,01 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$).

Geotermálna voda viazaná na preplavené, tektonicky silno porušené dolomity hronika (dolomitová múčka) sa zistila na báze paleogénu geotermálnym vrtom FGHn-1 v Handlovej hlbokým 470 m (Fendek et al., 2004). Na vrte FGHn-1 bola overená výdatnosť $2,17 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vody teplej $19,4 \text{ }^\circ\text{C}$ pri ustálenej hladine v hĺbke 110,15 m od odmerného bodu. Voda predstavuje Na–Mg–HCO₃ typ s mineralizáciou $0,39 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. V súvislosti s geotermálnou vodou v Handlovskej kotline treba uviesť, že jej výskyt sa viaže na mezozoické vápence fatrika a triasové karbonáty hronika v podloží terciérnych hornín.

Hlboký hydrogeologický vrt RH-1 v Handlovej (hĺbka 1 201 m) zistil geotermálnu vodu najmä v mezozoických vápencoch a dolomitoch a v permských klastikách a bridliciach hronika a fatrika v hĺbke 862 – 1 201 m, pričom hlavné prítoky vody (87,7 % výdatnosti) boli z jurských vápencov fatrika. Výdatnosť vrtu RH-1 bola $15,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, teplota vody $37,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Chemicky ide o vodu Ca–Mg–HCO₃–SO₄ typu s celkovou mineralizáciou $1,07 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, s obsahom CO₂ $70,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a H₂S $0,25 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Černák et al., 2012).

Východná časť pohoria Žiar bezprostredne hraničí s Turčianskou kotlinou, ktorá je bohatá na výskyt minerálnej a termálnej vody. Súvisí to najmä s geologickou a tektonickou stavbou kotliny a prilahlých pohorí. Voda infiltrujúca v okolitých pohoriach zostupuje do podložia kotliny a prestupuje do sedimentov jej výplne. Na východnom okraji pohoria sa minerálna voda vyskytuje v oblasti Budiša a Polerieky. Jej prirodzený výstup na povrch je podmienený žiarskou tektonickou líniou. Prirodzené vývery termálnej vody sa v sledovanej oblasti nezaznamenali (Vandrová et al., 1999).

Z hydrogeochemického hľadiska je dôležité hlboké založenie žiarskej tektonickej línie prejavujúcej sa vysokým obsahom endogénneho CO₂ v minerálnej vode a v súvislosti s tým aj vysokými hodnotami celkovej mineralizácie. Na okraji pohoria sa vyskytuje minerálna voda vo forme prirodzených výverov, alebo je zachytená hydrogeologickými vrtmi. Ide o studené kyselky s obsahom voľného CO₂ v rozsahu $1,5 - 2,8 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a teplotou od 8 do $13 \text{ }^\circ\text{C}$. Ich výsledné chemické zloženie je rôzne a závisí od mineralogicko-petrografického zloženia obehových ciest podzemnej vody.

Koncentráciu výverov vo východnej okrajovej časti pohoria podmieňuje prítomnosť okrajových zlomov. Nasledujúci prehľad so stručnou charakteristikou je spracovaný na základe podkladov Krahulca et al. (1978), Pirmana et al. (1991), Tkáčika (1961 a 1966) a Klaga (1978).

Budiš

V oblasti obce Budiš boli v minulosti registrované pramene TM-1 (Mláky), TM-2 (Slatina) a TM-14 (Rudno – Slatina) (Tkáčik, 1961). Vandrová et al. (1999) uvádzajú inú pozíciu v minulosti registrovaných prameňov.

Budiš TM-1 (Mláky) – na hornom konci obce Budiš, zaniknutý. Pramene boli neupravené, na priestore $80 \times 80 \text{ m}$ bolo $30 - 40$ výverov minerálnej vody. Minerálna voda sa nevyužívala a výdatnosť

výverovej oblasti bola odhadnutá na $0,08 - 0,13 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Obsah CO_2 meraný Hertlovým prístrojom (23. 3. 1960) bol $1\,325 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsah H_2S bol vyšší ako $20 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Tkáčik, 1961).

Budiš TM-2 (Slatina) – na hornom konci obce pri prameňoch Mláky, zaniknutý, v minulosti využívaný obyvateľmi obce. Kopaná studňa je hlboká 3,5 m, voda podľa rozboru IGHP (1969) bola studená, uhličitá, Ca–Na– HCO_3 typu, stredne mineralizovaná (celková mineralizácia $3\,268 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), s obsahom CO_2 $1\,800 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Po vyhlbení vrtov tieto pramene zanikli. Prameň TM-14 [Tkáčik, 1961; Vandrová et al. (1999) ho uvádzajú ako TM-25] bol nahradený vrtom B-1. V mieste prameňov TM-1 a TM-2 boli vyhlbené vrty B-2, B-3 a B-4. Minerálna voda v oblasti vrtu B-1 a vrtov B-3 a B-4 má podľa Vrubeľa (1990) rozdielny pôvod.

Budiš B-1 (TM-25) – vrt vybudovaný v roku 1963, hlboký 17,35 m, zabudovaný do hĺbky 8,5 m. Voda je studená, uhličitá, Na–Ca– HCO_3 – SO_4 typu, stredne mineralizovaná (celková mineralizácia $4\,397 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), s obsahom CO_2 $2\,209 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, hypotonická, so zvýšeným obsahom fluoridov (rozbor IGHP, 1968), s prítomnosťou H_2S . Podľa záverov z geofyzikálneho prieskumu Vrubeľa (1990) predpokladá infiltračnú oblasť západne v mezozoických horninách, prípadne v kryštaliniku.

Budiš B-2 (TM-26) – vrt vybudovaný v rokoch 1962 – 1964, hlboký 65,4 m, nevyužívaný, v roku 1999 zatampónovaný (po vystrojení vrtu B-5) na sv. okraji obce, zabudovaný do hĺbky 65 m. Voda je studená, uhličitá, Na–Ca– HCO_3 – SO_4 typu, stredne mineralizovaná (celková mineralizácia $4\,341 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), s obsahom CO_2 $2\,300 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, hypotonická (rozbor IGHP, 1968).

Budiš B-3 (TM-40) – vrt asi 30 m z. od prameňa Slatina TM-2, s perforáciou 29,5 – 55,2 m, zrealizovaný v roku 1977 (Klago, 1978). Voda je studená ($13,6 - 14,4 \text{ }^\circ\text{C}$), stredne mineralizovaná (celková mineralizácia $2,8 - 3,1 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), typu Na–Ca– CO_3 – SO_4 , uhličitá, s obsahom CO_2 $2,0 - 2,3 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, s prelivom $0,26 - 0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Vrt sa využíva pre plniareň.

Budiš B-4 (TM-41) – vrt asi 70 m sz. od vrtu B-3, s perforáciou 28,1 – 48,1 m, vyhlbený v roku 1977 (Klago, 1978). Voda je studená ($12,9 - 13,2 \text{ }^\circ\text{C}$), stredne mineralizovaná (celková mineralizácia $4,1 - 4,4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), typu Na–Ca– HCO_3 – SO_4 , uhličitá, s obsahom CO_2 $2,2 - 2,4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, s prelivom $2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Vrt sa využíva pre plniareň.

Budiš B-5 – vrt asi 25 m sv. od vrtu B-2, vystrojený do hĺbky 55 m v roku 1999 (Vandrová et al., 1999). Voda je studená ($13,4 - 14,2 \text{ }^\circ\text{C}$), stredne mineralizovaná (celková mineralizácia $3,1 - 3,3 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), typu Na–Ca– HCO_3 – SO_4 , uhličitá, s obsahom CO_2 $1,6 - 2,8 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, so zvýšeným obsahom fluoridov. Odporúčané čerpané množstvo je $1,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Horninové prostredie jednotlivých hydrogeologických celkov vyskytujúcich sa v širšom okolí výverovej oblasti prírodnej minerálnej vody v Budiši sa odráža aj na chemickom zložení podzemnej vody, ktoré sa primárne formuje mineralogicko-petrografickým zložením jednotlivých hydrogeologických celkov, dĺžkou kontaktu s horninovým prostredím, hĺbkou obehu a fyzikálno-chemickými podmienkami v hydrogeologickej štruktúre. Z hydrogeochemického hľadiska majú v oblasti výverov prírodnej minerálnej vody v Budiši a jeho blízkom okolí prvoradá význam hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov a celok budišského súvrstvia neogénu.

Výskyt prírodnej minerálnej vody v Budiši sa viaže na hydrogeologický celok budišského súvrstvia neogénu. Jej chemické zloženie závisí najmä od podielu iónov vápnika, sodíka, horčíka, hydrogenuhličitanov a síranov. Vo výverovej oblasti minerálnej vody v Budiši prevládajú dva typy chemického zloženia minerálnej vody (Vandrová et al., 1999):

- Vyhraný Na–Ca– HCO_3 typ chemického zloženia je charakteristický pre zdroje B-2, B-3, B-4, B-5, ako aj pre zaniknutý prirodzený výver Slatina (TM-2). Spoločným znakom týchto vôd je obsah iónov horčíka v množstve okolo $12 \text{ mmol} \cdot \text{l}^{-1}$ z % a obsah síranov v priemere $24,5 \text{ mmol} \cdot \text{l}^{-1}$ z %. Hodnota celkovej mineralizácie minerálnej vody z uvedených zdrojov bola zdokumentovaná v rozsahu $1,55 - 4,4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsah voľného CO_2 v rozsahu $0,7 - 3,2 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$.

- Na–Ca– HCO_3 typ chemického zloženia je dlhodobo charakteristický pre zdroj B-1. Oproti predchádzajúcemu typu je podiel horčíka na chemickom zložení vyšší (horčík v priemere okolo $16 \text{ mmol} \cdot \text{l}^{-1}$ z % a sírany v priemere okolo $24,5 \text{ mmol} \cdot \text{l}^{-1}$ z %). Hodnota celkovej mineralizácie minerálnej vody z tohto zdroja bola zdokumentovaná v rozsahu $3,94 - 4,45 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsah voľného CO_2

v rozsahu $1,76 - 3,2 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Významným znakom odlišujúcim minerálnu vodu tohto zdroja od minerálnej vody v centre výverovej oblasti je prítomnosť sírovodíka, ktorý sa zistil až v množstve $2,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Jeho prítomnosť je pravdepodobne výsledkom redukcie síranov baktériami rodu *Desulfovibrio*.

Z pohľadu režimu minerálnej vody v Budiši má najstabilnejšie chemické zloženie voda zo zdroja B-1. V rokoch 1995 – 1999 bolo pre ňu charakteristické mierne zvyšovanie hodnoty celkovej mineralizácie a základných zložiek analýzy. Výnimkou je len variabilita obsahu voľného CO_2 , ktorý môže byť výsledkom variability dotácie CO_2 z horninového prostredia, prípadne miery neistoty pri analytickom stanovení, resp. terénnych meraniach. V zdrojoch B-2, B-3 a B-4 bol v rokoch 1993 – 1999 pozorovaný pokles hodnôt celkovej mineralizácie, ako aj prislúchajúcich základných zložiek analýzy. Najvýraznejšia bola táto zmena v zdroji B-3 (značné časové rozkolísanie hodnôt). Uvedené skutočnosti poukazujú na to, že minerálna voda môže byť ovplyvnená obyčajnou podzemnou vodou kvartéru, a to aj v dôsledku nedodržania režimu jej exploatacie (Vandrová et al., 1999).

Na základe syntézy poznatkov z viacerých zdrojov je zrejmé, že chemické zloženie minerálnej vody v Budiši je výsledkom predovšetkým miešania podzemnej vody so sulfátogénnou a silikátogénnou mineralizáciou. To znamená, že prvým mineralizačným procesom podieľajúcim sa na tvorbe chemického zloženia minerálnej vody je rozpúšťanie evaporitov spodného triasu (verfénu), čiastočne kalcitu a dolomitu spodného a stredného triasu. Týmto spôsobom vzniká podzemná voda s vysokým obsahom síranov a vápnika.

Druhým mineralizačným procesom je hydrolytický rozklad silikátov obsiahnutých v horninách kryštalinika, prípadne hlbších partiách neogénu, a to v prípade žiarskej tektonickej línie za výdatnej podpory endogénneho CO_2 , ktorý proces rozkladu silikátov významne ovplyvňuje. V dôsledku hydrolytického rozkladu silikátov sa podzemná voda obohacuje o ióny sodíka vo forme hydrogenuhličitanov a vzniká voda Na-HCO_3 typu. O tom, v akom pomere sa podzemná voda uvedených chemických typov mieša, rozhoduje v značnej miere priepustnosť horninového prostredia, resp. tektonických porúch (Vandrová et al., 1999).

Napriek intenzívnym prieskumným prácam v oblasti nie sú doteraz známe odpovede na niektoré otázky týkajúce sa hydrogeochemických parametrov minerálnej vody v Budiši. Nie je napríklad jasné, v ktorej hydrogeologickej štruktúre sa tvoria primárne typy podzemnej vody, ani to, v ktorej hydrogeologickej štruktúre sa miešajú. Ťažké je aj určenie akumuláčnych oblastí primárnych typov podzemnej vody, ako aj ich infiltračných oblastí.

Vandrová et al. (1999) predpokladajú infiltračnú oblasť vrtov B-3, B-4 a B-5 jtz. v kryštaliniku pohoria Žiar, kam zasahuje aj ich ochranné pásmo III. stupňa.

Polerieka

Minerálna voda v Polerieke sa z genetického hľadiska aj po stránke chemického zloženia odlišuje od minerálnej vody v Budiši. Predpokladá sa, že jej chemické zloženie sa formuje v karbonatických komplexoch (prevažne dolomitoch) mezozoika Žiaru. Výstup vody na povrch podmieňuje okrajový zlom, ktorý súčasne umožňuje výstup endogénneho CO_2 . Ten sa významnou mierou podieľa na mineralizačnom procese rozpúšťania karbonátov. Výsledkom toho je Ca-Mg-HCO_3 chemický typ vody s mineralizáciou okolo $1,8 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Zachytený prameň sa nachádza približne 1 km ssv. od obce. Obsah CO_2 je približne $1,6 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a teplota vody je $13 \text{ }^\circ\text{C}$ (Tischliar, 1998).

Slovenské Pravno – Kaľamenová [podľa Fatula (1968) a Kraulca et al. (1978)]

Slatina na lúke (TM-16) – upravený prameň asi 40 m od potoka Briešťanka, s dreveným záchytnom do hĺbky 1,5 m. Voda je studená, uhličitá, Ca-Na-HCO_3 typu, stredne mineralizovaná (celková mineralizácia $2\,735 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), s obsahom CO_2 $1\,750 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (rozbor IGHP, 1972). Voda odteká do potoka.

Polerieka [podľa Kraulca et al. (1978)]

Slatina pod lesom (TM-13) – upravený prameň (prehlbený prírodný výver) na lúke pod lesom smerom na SV medzi Poleriekou a Ondrašovou. Voda je studená, uhličitá, Ca-Mg-HCO_3 typu, stredne

mineralizovaná (celková mineralizácia $1\,864\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), s obsahom CO_2 $1\,600\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (rozbor IGHP, 1970), hypotonická. Občasne sa využíva na pitie. V súčasnosti je starý prameň zachytený v betónovej skruži s pumpou, asi 5 m vedľa je nová studňa s pumpou (vrt ?) – obhliadka lokality v r. 2003.

Slovany – Valča [podľa Kraľulca et al. (1978)]

Smradľavá voda (TM-15) – neupravený prameň na pravej strane potoka za horárňou asi 4 km na Z od obce Valča. Voda je studená, sulfánová, Ca– HCO_3 typu, stredne mineralizovaná (celková mineralizácia $2\,164\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), s obsahom H_2S $11\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (rozbor IGHP, 1961), hypotonická.

Dubové [podľa Kraľulca et al. (1978)]

Slatina pri Turci (TM-5) – upravený prameň (plytká kopaná studňa z r.1920) za dedinou oproti roľníckemu družstvu. Voda odteká do rieky Turiec, ktorá je od prameňa asi 10 m. Voda je studená, uhličitá, Na–Ca– HCO_3 – SO_4 typu, stredne mineralizovaná (celková mineralizácia $2\,176\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), s obsahom CO_2 $2\,200\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (rozbor IGHP, 1960), hypotonická. Občasne sa využíva na pitie. V súčasnosti je vedľa vybudovaný nový záchyt – obhliadka lokality v r. 2003.

Na lokalite Dubové existovali v minulosti ďalšie vývery minerálnej vody v koryte potoka Besná voda (prameň TM-3 a TM-4), v súčasnosti sú zaniknuté. Zdokumentoval ich Tkáčik (1961) v registrácii prameňov minerálnej vody.

9. ZÁVER

Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa pohoria Žiar je zostavená v mierke 1 : 50 000 na podklade geologickej mapy s tou istou mierkou ako tematické mapové dielo. Základná hydrogeologická mapa zobrazuje hydrogeologické pomery tohto územia najmä prostredníctvom grafického vyjadrenia priestorových zmien prietochnosti horninového prostredia a jej variability, prípadne merného odtoku podzemnej vody, hraníc zvodnených horninových celkov a ich okrajových podmienok a dynamiky prúdenia podzemnej vody. Na ňu nadväzuje základná hydrogeochemická mapa, na ktorej sú vyjadrené kvalitatívne vlastnosti podzemnej vody spolu s jej geochemicko-genetickými, environmentálnymi a vodohospodárskymi parametrami. Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa bola zostavená v zmysle smernice MŽP SR 8/2004 a 9/2004.

Na zostavenie hydrogeologickej mapy pohoria Žiar sa realizovalo hydrogeologické mapovanie na ploche 185,65 km² pracovných mapách v mierke 1 : 10 000. Dokumentovali sa prirodzené výstupy podzemnej vody zväčša s výdatnosťou vyššou ako 0,1 l . s⁻¹, v mnohých prípadoch sa však dokumentovali aj vývery, ktoré v čase merania nepresahovali výdatnosť 0,1 l . s⁻¹. Poloha všetkých výverov podzemnej vody, aj menších (vzhľadom na ich výdatnosť nie sú v textovej prílohe), je však zaznačená na mape dokumentačných bodov (príloha 8). Hydrogeologické mapovanie prebiehalo počas troch letných sezón (2002, 2003 a 2004), väčšinou v mesiacoch júl až september, s výnimkou roka 2004, keď sa pramene dokumentovali aj v júni. Okrem vlastného mapovania boli do súboru údajov začlenené aj mapovania z rokov 1999, 2000 a 2001, ktoré z veľkej časti mapoval Ing. Jaromír Helma. Okrem týchto prameňov sa overila poloha a výdatnosť prameňov zdokumentovaných v predchádzajúcich prácach. Počas terénnych prác v uvedených terénnych sezónach sa zdokumentovalo spolu 1 215 prameňov (vrátane výtoku z „Bralského“ tunela) a 2 výtoky podzemnej vody z drenáže. Pri každom z týchto prameňov sa zaznamenávala nadmorská výška výveru, dátum dokumentovania zdroja, teplota vyvierajúcej vody, jej merná elektrická vodivosť v $\square S \cdot cm^{-1}$, výdatnosť výveru, teplota vzduchu počas merania, horninové prostredie obehu vyvierajúcej podzemnej vody, typ prameňa, lokalita, prípadne 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 zhruba v 60 % prípadov, zvyšok tvoria odhadnuté hodnoty. Výdatnosť sa merala pomocou zachytávacej rúry, stopiek a odmernej nádoby s pevne stanoveným objemom. V ojedinelých prípadoch veľmi výdatných prameňov sa výdatnosť prameňa stanovila meraním prietoku. Všetky výsledky z dokumentovaných prameňov tvoria prílohu 3.

Na základe dôkladného hydrogeologického mapovania v pracovnej mierke 1 : 10 000 bolo podrobne zmapované územie kryštalinika a mezozoických sedimentov pohoria Žiar, príľahlých paleogénnych a neogénnych sedimentov a neogénnych vulkanitov. Bolo doplnené aj o už zdokumentované významné aj menej významné výstupy podzemnej vody. V rámci nesystematických pozorovaní pri hydrogeologickom mapovaní sa zistila sumárna výdatnosť všetkých prameňov približne 477 l . s⁻¹.

Sumárna výdatnosť všetkých významných prameňov (s výdatnosťou vyššou ako 3,0 l . s⁻¹) bola vyčíslená na 270,4 l . s⁻¹, čo je viac ako 2/3 celkovej sumárnej výdatnosti prameňov, v prípade výdatnosti vyššej ako 1,0 l . s⁻¹ je to 324,85 l . s⁻¹. Svedčí to o schopnosti horninových celkov v pohorí sústredovať väčšie množstvo podzemnej vody.

Treba zdôrazniť, že ide o aritmetické sčítanie nesystematických pozorovaní vykonaných za rôznych stavov výdatnosti a zaťažených chybami merania, takže uvedený sumár nemožno použiť na stanovenie využiteľného množstva podzemnej vody.

Najvyššia sumárna výdatnosť prameňov bola zdokumentovaná z hydrogeologického celku karbonátov stredného a vrchného triasu fatrika, a to 159 l . s⁻¹, s najvýdatnejšími prameňmi v skúmanom území – prameň Vyšehradné č. 153 s priemernou výdatnosťou 62,86 l . s⁻¹ (podľa SHMÚ) a prameň Jazero č. 1 093 v Polerieke s priemernou výdatnosťou 58,6 l . s⁻¹ (podľa merania SVS). Takisto v hydro-

geologickom komplexe karbonátov stredného a vrchného triasu hronika sa zistila vysoká sumárna výdatnosť prameňov. V severnej časti územia táto suma spolu s troskou Studenca predstavuje $89,46 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom celková výdatnosť prameňov z hronika chočského príkrovu predstavovala $56,67 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Odtok podzemnej vody z karbonátov stredného a vrchného triasu je sústredený najmä vo veľkých prameňoch.

V študovanom území nie je zanedbateľný ani celkový odtok z prameňov z hydrogeologického celku vulkanitov (celkovo $59 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). V tomto celku je zdokumentovaný výdatný výver „Bralský“ tunel č.1 092 s priemernou výdatnosťou $40,56 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ktorý je založený na tektonickej línii, a podľa režimových meraní Franka et al. (1993) komunikácia podzemnej vody prebieha na veľkú vzdialenosť. Obeh podzemnej vody je v tomto celku všeobecne plytký a prejavuje sa výstupom väčšieho počtu málo výdatných prameňov.

Z hľadiska sumárnej výdatnosti prameňov nie je zanedbateľný ani hydrogeologický celok hornín staršieho paleozoika (kryštalínika), kde celkový odtok podzemnej vody z prameňov predstavuje $81,61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Obeh podzemnej vody je plytký a odtok je nesústredený, čo sa prejavuje veľkým počtom málo výdatných prameňov. Preto v tomto hydrogeologickom celku možno počítať len s lokálnym využitím prameňov. Pri zostavovaní hydrogeologickej mapy v pohorí Žiar sa okrem dokumentácie prameňov vykonala aj inventarizácia hydrogeologických vrtov z uvedenej oblasti na základe spracovania údajov archivovaných v Geofonde ŠGÚDŠ. V hodnotenom území a v jeho blízkosti bolo vyhlbených 16 hydrogeologických vrtov v rôznych geologických celkoch. Prehľad realizovaných hydrogeologických vrtov poskytuje príloha 5.

Pri zostavovaní hydrogeologickej mapy sme na hodnotenie hydraulických vlastností jednotlivých hydrogeologických celkov použili údaje o prietochnosti, resp. hodnoty merného odtoku podzemnej vody v danom hydrogeologickom celku. Prehľad použitých hodnôt je v tabuľke 5.1.11 v stati 5.1.

V skúmanom území boli v karbonátoch mezozoika vyčlenené viaceré hydrogeologické štruktúry. V severnej časti v tektonickej jednotke fatrika boli vyčlenené tieto čiastkové hydrogeologické štruktúry (Polák, 1997):

- ČHŠ Solky,
- ČHŠ Jasenovo,
- ČHŠ medzi Rudnianskym potokom a Briešťankou.

V tektonickej jednotke fatrika v severnej časti boli vyčlenené tieto hydrogeologické štruktúry spolu s čiaskovými hydrogeologickými štruktúrami (Polák, 1997):

- Nitrianske Pravno – Brieštie – ČHŠ Ostrého vrchu,
- ČHŠ Kravská dolina – Brieštie,
- ČHŠ spodnej kryhy fatrika,
- štruktúra fatrika medzi Brieštím a Poleriekou.

V tektonickej jednotke hronika bola v severnej časti vyčlenená hydrogeologická štruktúra medzi Kláštorom pod Znievom a Mokrou dolinou.

V južnej časti bola v tektonickej jednotke hronika vyčlenená samostatná hydrogeologická štruktúra sklenianskeho mezozoika. V tejto štruktúre bola vyčlenená časť rematské okno, ktorá pôsobí ako drén vo vzťahu k okolitým neovulkanickým horninám.

V skúmanom území sa predpokladajú infiltračné oblasti minerálnej vody. Vo východnej časti kryštalínika z. a jz. od obce Budiš sa predpokladá infiltračná oblasť minerálnej vody Budiš a Vandrová et al. (1999) v tejto časti vyčlenili ochranné pásmo minerálnej vody III. stupňa.

Infiltračnú oblasť bojnickej minerálnej vody podľa tejto práce tvoria triasové karbonáty a bazálne karbonatické brekcie mimo študovaného územia. Hydrogeologická štruktúra sklenianskeho mezozoika sa však považuje za infiltračnú oblasť geotermálnej vody Hornonitrianskej kotliny (Jezný et al., 1995), ktorá hrá významnú úlohu na udržaní rovnovážneho stavu s geotermálnou vodou bojnickej vysokej kryhy. Preto bolo toto územie vyčlenené ako územie s ochrannými opatreniami mimo ochranného pásma. Pokiaľ ide o antropogénne činnosti, treba tomuto územiu venovať takú istú pozornosť ako územiu v ochrannom pásme 3. stupňa prírodných liečivých zdrojov Bojníc. Počas mapovania prameňov sa v tejto štruktúre zaznamenalo málo výverov podzemnej vody vo forme prameňov. Väčšie pramene vyvierajúce z tohto komplexu boli zdokumentované len v oblasti pod

lyžiarskymi vlekmi v Remate (potok Remata). Meraním prietoku na Hraničnom potoku boli zdokumentované straty vody v tejto oblasti (asi $11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Tieto zistenia podporujú predchádzajúce predpoklady o odtokovo otvorenej štruktúre a prestupe podzemnej vody z hydrogeologického celku karbonátov hronika do Hornonitrianskej kotliny.

Voda vytekajúca z „Bralského“ tunela nemá pôvod v horninách mezozoika, ale v plnom rozsahu sa formuje v neovulkanitoch Kremnických vrchov. Chemické analýzy vody z „Bralského“ tunela podporujú tieto tvrdenia.

Využívané zdroje podzemnej vody majú stanovené ochranné pásma, ktoré sú vyznačené na hydrogeologickej mape. Pôvodne využívaný zdroj podzemnej vody z „Bralského“ tunela bol kvôli ochrane kvality vylúčený z dodávky pitnej vody do siete SVS Prievidza, a. s. SVS Prievidza, a. s., odoberá približne $40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (ústna informácia pracovníkov SVS, a. s., 2004) z vodnej nádrže Turček, čo nevyžaduje potrebu hľadania nových zdrojov pitnej a úžitkovej vody v oblasti. Pramene východnej časti skúmaného územia okrem prameňa Jazero v Polerieke využíva SVS Martin, a. s. Na zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou je veľká väčšina využiteľných prameňov v skúmanej oblasti zachytená.

Ako ďalšie práce navrhujeme overiť a kvantifikovať množstvo vody prestupujúcej v oblasti alúvia toku Vríce, ktoré sa dotýkalo skúmanej oblasti len okrajovo.

Hydrogeochemická mapa pohoria Žiar bola zostavená na základe výsledkov chemického zloženia podzemnej vody oblasti s využitím metodiky Rapanta a Bodiša (2003). Na základe geologických a hydrogeologických poznatkov o území a štatistického spracovania údajov boli v rámci petrogénnych podzemných vôd vyčlenené tri hlavné hydrogeochemické skupiny podzemnej vody:

A. voda so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou – kryštalinikum (granitoidy), perm – spodný trias (kremence, bridlice), vulkanický neogén (andezity, pyroklastiká),

B. voda s karbonátogénnou mineralizáciou – mezozoikum (dolomity stredného a vrchného triasu, vápence v celku, karpatský keuper), paleogén, fluviálny kvartér,

C. voda s karbonátogénno-silikátogénnou mineralizáciou – podzemná voda prestupujúca z vulkanického neogénu do karbonátov mezozoika, resp. podzemná voda kryštalinika prestupujúca do paleogénu a karbonátov mezozoika, sedimentárny neogén, kvartér (deluviálne sedimenty).

Podzemná voda kryštalinika sa vyznačuje nízkou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie ($127,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) s prevažným rozpätím $90 - 160 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Je základného nevýrazného A_2 , prechodného $A_2-S_2(\text{SO}_4)$ až základného nevýrazného $S_2(\text{SO}_4)$, Ca-HCO_3 , $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ až Ca-SO_4 typu chemického zloženia. Podzemná voda efuzívnych hornín a vulkanoklastík sa vyznačuje nízkou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie ($144,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Je základného výrazného a nevýrazného typu A_2 chemického zloženia, Ca-HCO_3 . Podzemná voda spodného triasu sa vyznačuje najnižšími hodnotami celkovej mineralizácie v rámci celého pohoria ($61,5$ a $66,8 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Mineralizácia podzemnej vody s obehom v karbonátoch sa pohybuje prevažne v rozpätí 400 až $500 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Vo všeobecnosti podzemnú vodu s karbonátogénnou mineralizáciou charakterizujú prevažne základné výrazné A_2 , Ca-HCO_3 (vápence), resp. Ca-Mg-HCO_3 (dolomity) typy chemického zloženia. Podobne je v tejto oblasti charakterizovaná aj podzemná voda karpatského keuperu. Celková mineralizácia podzemnej vody paleogénu sa pohybuje prevažne v rozpätí $450 - 600 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, s priemernou koncentráciou $577,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Všeobecne podzemnú vodu charakterizuje základný výrazný A_2 , menej nevýrazný Ca-HCO_3 typ chemického zloženia. Podzemná voda fluviálnych náplavov má karbonatický charakter korešpondujúci so situovaním miest odberov na bezprostrednom styku s karbonátmi mezozoika (základný výrazný typ A_2 chemického zloženia, Ca-Mg-CO_3).

Podzemnú vodu prestupujúcu z kryštalinika do mezozoika a paleogénu charakterizuje základný nevýrazný A_2 , Ca-(Mg)-HCO_3 typ chemického zloženia s hodnotou celkovej mineralizácie $224,9$, resp. $393,9 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Podzemnú vodu prestupujúcu z neovulkanitov do mezozoika charakterizuje základný výrazný A_2 , Ca-(Mg)-HCO_3 typ chemického zloženia s priemernou hodnotou celkovej mineralizácie $239,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. V podzemnej vode neogénu na styku s mezozoikom dominuje základný výrazný A_2 , Ca-Mg-HCO_3 typ chemického zloženia, zatiaľ čo pre podzemnú vodu neogénu na styku s kryštalinikom je charakteristický prechodný $A_2-S_2(\text{SO}_4)$, $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-HCO}_3$ typ chemického zloženia. Podzemnú vodu deluviálnych sedimentov charakterizuje základný výrazný A_2 a nevýrazný Ca-Mg-HCO_3 typ chemického zloženia. Veľmi pestré mineralogicko-petrografické zloženie deluviálnych sedimentov

(v podloží vystupujú rôzne geologicko-tektonické jednotky), resp. antropogénny vplyv sa odráža vo veľkom rozptyle hodnôt celkovej mineralizácie ($139,1 - 1\,334,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, s priemernou hodnotou $439,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Kvalitatívne vlastnosti podzemnej vody regiónu sú na jednej strane podmienené danosťami regiónu, najmä jeho geologickou stavbou, na druhej strane prínosom prvkov a zložiek antropogénneho pôvodu. Z negatívneho vplyvu horninového prostredia v študovanom území sa najvýraznejšie prejavuje nízka geochemická aktivita horninového prostredia kryštalínika a na ňom vyvinutého kvartéru, ktorá spôsobuje všeobecné nedosýtenie, agresivitu a nízku tvrdosť (suma obsahu $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) podzemnej vody.

Antropogénne podmienené faktory sa prejavujú len v obmedzenej miere a kvalitu podzemnej vody ovplyvňujú len lokálne. Môžu mať pôvod zvyčajne zo znečistenia komunálneho, prípadne poľnohospodárskeho charakteru. V takto ovplyvnenej podzemnej vode sa zistila zvýšená koncentrácia niektorých indikátorov znečistenia, najmä NO_3^- , Cl^- , K^+ a SO_4^{2+} ; výnimočne stopových prvkov, ktoré však zvyčajne nedosahujú nadlimitnú koncentráciu.

Plošne boli vyčlenené dve kvalitatívne triedy podzemnej vody: A a B. V prevažnej časti územia (viac ako 60 %) sa vyskytuje podzemná voda najlepšej triedy kvality A. Jej plošné rozšírenie sa viaže prakticky na celú oblasť, kde sa vyskytuje podzemná voda mezozoika s karbonátogénnou mineralizáciou – v severnej polovici územia, v západnej časti pozdĺž Nitrianskeho Pravna, Pravenca a Malej Čausy a v jz. časti územia budovaného mezozoickými komplexmi. Zvyšnú časť (takmer 40 %) zastupuje podzemná voda triedy kvality B. Viaže sa najmä na oblasť podzemnej vody kryštalínika, resp. vulkanického neogénu so silikátogénnou mineralizáciou a je rozšírená v centrálnej a jv. časti pohoria. Sú pre ňu typické nízke hodnoty tvrdosti (obsah $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) a celkovej mineralizácie, ktoré sú odrazom nízkej efektivity mineralizačných procesov. Výsledkom je tzv. hladová, nízko mineralizovaná agresívna voda. V oblasti Budiša vo vrtoch sa zistil vysoký nadlimitný obsah viacerých chemických parametrov prekračujúci hodnoty stanovené vyhláškou č. 151/2004. Ide o anomálny obsah najmä NO_3^- , NH_4^+ , Cd, Fe celk a Mn^{2+} v 9 vrtoch, ktorý má pravdepodobne antropogénny charakter a súvisí s aktivitami v obci Budiš. Vodu tejto skupiny charakterizuje trieda kvality H.

10. LITERATÚRA

A

- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. Guide-book for geol. exc. X. Congress CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002: Bratislava, Ministrestvo životného prostredia SR, Banská Bystrica, Slovenská agentúra životného prostredia, 1. vyd., 344 s.
- Atlas SSR, kolektív autorov, 1980: Bratislava, Slov. Akad. Vied – Slov. úrad geodézie a kartografie, 296 s.
- Auxt, A., Klúz, M., Šalagová, V., Beracko, I., Galisová, M., Dorčák, G., Szabová, H., Urbaník, J. a Berzáková, M., 1997: Neovulkanity Kremnických vrchov – severná časť, vyhľadávací HGP. Organizácia: Ingeo Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 133 s., 115 príl., 2 diely (arch. č. 82 082).

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.
- Bátory, V., Takáčová, J., Palkovičová, M. a Makrányiová, Z., 1973: Solka – pramenište, HGP, cieľ: zabezpečiť pre okresné mesto Prievidza ďalší vodný zdroj. Manuskript. Bratislava, Vodné zdroje, 22 s.
- Biely, A., 1957: Zpráva o mapovaní mezozoika na južných svahoch Žiaru. In: Mahel, M., 1957: Záverečná správa o základnom geologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy Trenčín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bodiš, D., Lopašovská, M., Lopašovský, K. a Rapant, S., 2000: Chemické zloženie snehovej pokrývky na Slovensku – výsledky 25-ročného pozorovania. X. slovenská hydrogeologická konferencia, Herľany. Podzemná voda (Bratislava), 2, 162 – 173.
- Bodiš, D., Lopašovská, M., Slaninka, I. a Kordík, J., 2003: Monitorovanie snehovej pokrývky Slovenska. In: Klukanová, A., Iglárová, L., Wagner, P., Ondrášik, M., Liščák, P., Matys, M., Vlčko, J., Kováčiková, M., Hrašna, M., Bodiš, D., Moczo, P., Smolárová, H., Antal, J., Čipciar, A., Dananaj, I., Durmeková, T., Frankovská, J., Helma, J., Jelínek, R., Maas, P., Ondrejka, P., Labák, P., Pauditš, P., Petro, L., Polaščinová, E., Rozimant, K., Gajdoš, V., Scherer, S., Slaninka, I., 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., Frličková, M., Beracko, I. a Šalaga, I., 1976: Prievidzská kotlina – vyhľadávací hydrogeologický prieskum, hgp, účel: overiť možnosť skrytých priestupov podzemných vôd z okrajových pohorí situovaním vrtov na okraji kotliny, organizácia: Bratislava, SGÚ, Žilina, IGHP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 79 s., 48 príl. (arch. č. 39 644).
- Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném mapování neogénu Turčanské kotliny. Zpr. geol. Výzk. v r. 1956 (Praha).
- Bujalka, P., Litva, J. a Potyš, Z., 1973: Turčianska kotlina – vyhľadávací HGP, záverečná správa. Manuskript. Žilina, archív IGHP, 222 s.

Č

- Čechovič, V., 1959: Geológia tret'ohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 5 – 58.
- Černák, R., Remšík, A., Malík, P., Bajtoš, P., Baráth, I., Boorová, D., Bottlik, F., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Filo, J., Gretschi, J., Gyurusi, Cs., Jankulár, M., Kohút, M., Kordík, J., Lenhardtová, E., Marcin, D., Michalko, J., Mikuška, J., Olejník, M., Olšavský, M., Ondrejka, P., Pašteka, R., Polák, M., Siráňová, Z., Šimon, L., Šivo, A., Zlinská, A. a Žecová, K., 2012: Základný hydrogeologický výskum Handlovskej kotliny, záverečná správa geologickej úlohy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 180 s.
- Čermák, J., 1866: Die Umgebung von Deutsch – Proben au der Neutra mit dem Žjár – und Malá Magura – Gebirge. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 16, 135 – 142.

D

- Dovina, V., 1979: Podzemný odtok kryštalinika Západných Karpát. Rigorózna práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 96 s., viaz. príl. (arch. č. 43 248).
- Dovina, V., Kullman, E., Hanzel, V. a Vrana, K., 1985: Metódy hydrogeologických meraní v horských oblastiach – záverečné zhodnotenie a aktuálne problémy hydrogeologických meraní v horských oblastiach Západných Karpát. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 116 s. (arch. č. 61 282).
- Dovina, V., 1989: Underground runoff from crystalline complexes of West carpathians – results of evaluation and their possible application on solution of basic hydrogeological problems. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 8, 105 – 125.
- Dub, O. a Tresová, A., 1966: Povrchový odtok. Rezortná výskumná úloha 16.10b. Manuskript. Bratislava, archív SVŠT.

Ď

Ďuratný, S., Fusán, O., Kuthan, M., Plančár, J. a Zbořil, L., 1967: Výskum hlbokého podložja neovulkanitov stredného Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

E

Elečko, M., Miko, O., Kohút, M., Mello, J., Havrila, M., Gross, P., Filo, I., Šimon, L., Vranovská, A., Krippel, M., Stolár, M. a Pristaš, J., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 35 242 Prievidza-2. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 9 140, Geo 78 033).

F

Fendek, M., Havrila, M., Šimon, L., Hók, J., Žecová, K., Michalko, J., Bajtoš, P., Obernauer, D., Fendeková, M., Ženišová, Z., Král, M., Grand, T., Džuppa, P. a Komoň, J., 2004: Regionálne hydrogeotermálne zhodnotenie Hornonitrianskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 176 s., 16 príl. (arch. č. 90 218).

Fiala, F., 1931: Několik mineralogických nálezů ze Žjarského pohorí. Práce Št. ban. muz. D. Štúra (Ban. Štiavnica), 1 – 4.

Francistyová, E., 1988a: Ráztočno – hd, vyhľadávací hgp, cieľ – získanie pitnej a úžitkovej vody, Žiar Nad Hronom, Agrostav. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 10 s., 5 príl. (arch. č. 69 806).

Francistyová, E., 1988b: Jalovec – hd, vyhľadávací hgp, cieľ – získať zdroj pitnej a úžitkovej vody, Žiar nad Hronom, Agrostav. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 11 s., 5 príl. (arch. č. 69 803).

Franko, O., Kullman, E., Melioris, L. a Vrana, K., 1993: Vysvetlivky k Hydrogeologickej mape 1 : 50 000 regiónu Horná Nitra. Čiastková záverečná správa, 1992 – 1993. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, nestr., 2 príl.

Franko, O., Kullman, E., Melioris, L. a Vrana, K., 1997: Hydrogeológia hornej Nitry. Podzemná voda (Bratislava), III, 1, 56 – 79.

Ftorková, M. a Golisová, J., 1990: Hydrogeologická preskúmanosť a predpoklad možnosti získania kvalitných zdrojov pitnej vody v okrese Martin, štúdia, ŽILINA, IGHPManuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, nestr., 39 príl., 1 diel. (arch. č. 74 918).

Fusán, O., Kuthan, M., Ďuratný, S., Plančár, J. a Zbořil, L., 1969: Geologická stavba podložja stredoslovenských neovulkanitov. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 10, 3 – 107.

Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J. a Smíšek, M., 1971: Geologická stavba podložja zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 15, 1 – 114.

G

Gašparik, J., 1973: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 60, 259 – 289.

Gašparik, J., 1974: Klasifikácia zlomov Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gašparik, J., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 ochranného rajónu kúpeľov Turčianske Teplice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gašparik, J., Halouzka, R., Gorek, J., Miko, O., Polák, M., Bujnovský, A., Rakús, M., Kullmanová, A., Modlitba, I. a Fendek, M., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 8 544).

Gašparik, J., Miko, O. a Žáková, E., 1991: Geologický vývoj juhozápadnej časti Turčianskej kotliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 92, 9 – 27.

Gašparik, J., Halouzka, R. (eds.), Bujnovský, A., Fojtík, I., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Haško, J., Lexa, J., Miko, O., Polák, M. a Rakús, M., 1993: Geologická mapa Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Slov. geol. úrad – Geol. Úst. D. Štúra.

Gašparik, J. (ed.), Gašparik, J., Halouzka, R., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, I., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Klukanová, A., Žáková, E., Horniš, J. a Ondrejčková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Gazda, S. a Kullman, E., 1964: Hydrogeochémia podzemných vôd vápencovo-dolomitických komplexov mezozoika Západných Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 32, 29 – 46.

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 Palmerového klasifikačného systému. In: Hydrogeologická ročenka 1970 – 1971. Bratislava, 122 – 126.

Gazda, S., 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a ich genetická klasifikácia. Materiály z III. celoslovenskej hydrogeologickej konferencie, sekcia Hydrogeológia. Bratislava, Slov. geol. úrad, 43 – 50.

Granat, L. a Söderlund, R., 1975: Atmospheric Deposition Due to Long and Short Distance Sources – with Special Reference to West and Dry Deposition of Sulphur Compounds around an Oil Fired Power Plant. International Meteorological Institute, Report AC 32, Stockholm.

H

Halmo, J., Pokojný, J. a Verbich, F., 1997: Bojnice – ochranné pásma a ochranné opatrenia pre prírodné liečivé zdroje kúpeľného miesta, HGP, Organizácia: Prievidza, Hornonitrianske bane. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 21 s., 7 príl. (arch. č. 81 513).

- Halmo, J., Franko, O. a Voros, S., 2001: Nové poznatky o ochrane Bojnických liečivých termálnych vôd. Podzemná voda (Bratislava), VII, 2, 133 – 156.
- Haviarová, D., 1999: Hydrogeologické pomery juhozápadnej časti Turčianskej kotliny. Diplomová práca. Bratislava, PriF UK. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 82 317).
- Havrila, M., Miko, O., Kohút, M., Dovina, V., Halouzka, R., Pulec, M. a Šucha, P., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-113 Diviaky 3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Holzer, E., 1995: Zhodnotenie zmien režimu podzemných vôd na vybraných lokalitách regiónu Hornej Nitry. Diplomová práca, Bratislava, PriF UK. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 71 s., 1 príl. (arch. č. 79 809).
- Hók, J., Šimon, L., Kováč, P., Elečko, M., Vass, D., Halmo, J. a Verbich, F., 1995: Tectonics of the Hornonitrianska kotlina depression in the Neogene. Geol. Carpath. (Bratislava), 46, 4, 191 – 196.
- Hók, J., Kováč, M., Rakús, M., Kováč, P., Nagy, A., Kováčová-Slamková, M., Sitár, V. a Šujan, M., 1998: Geologic and tectonic evolution of the Turiec depression in the Neogene. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, 3, 165 – 176.
- Húsenica, J., 1948 – 1951: Správa z geologického mapovania na liste Slovenské Pravno 4461/2. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hyánková, K. a Melioris, L., 1992: Vybrané kapitoly z hydrogeochémie. Vysokoškolské skriptá. 1. vyd. Bratislava, PriF UK, 108 s.

I

- Ibrmajer, J., 1965: Gravimetrická mapa ČSSR 1 : 200 000. Praha, Ústř. Úst. geol.

J

- Jezný, M., Januš, J., Fendek, M., Fendeková, M., Vrana, K., Michalko, J., Smiešková a Mikoláš, S., 1995: Bojnice – ochranné pásmo kúpeľov, vyhl'adávací HGP, Žilina, Progeo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 243 s., 48 príl. (arch. č. 80 436).

K

- Kalinčíková, J., 1993: Hydrogeológia mezozoika severnej časti Hornej Nitry. Diplomová práca. PriF UK, Katedra hydrogeológie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 79 016).
- Klinec, A., 1956: Zpráva o mapování kryštalínika pohoria Žiar. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Klinec, A., 1958: Geologické poznámky o kryštalíniku Žiaru. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 12, 86 – 92.
- Kohút, M., Madarás, J., Žáková, E., Marsina, K. a Kováčik, M., 2004: Geologické vyhodnotenie štruktúrno-oporného vrtu RAO-4 (Žiar). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 109, 51 – 60.
- Konečný, V., Lexa, J. a Šefara, J., 1978: Morfoštruktúry predterciérneho podložía. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováčik, M., Marsina, K., Vrana, K., Határ, J., Smolárová, H., Čížek, P. a Čurlík, J., 1993: Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia SR v mierke 1 : 50 000, región Horná Nitra. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 30 s.
- Kováčik, M., Hraško, E., Ivanička, J., Kohút, M., Madarás, J., Nagy, A., Siman, P., Töröková, I., Tkáčová, H., Tkáč, J., Szalaiová, V., Zahorec, P., Kubeš, P., Hrušecký, I., Šefara, J., Hók, J., Gedeon, M., Helma, J., Marcin, D., Švasta, J., Durmeková, T., Frankovská, J., Král, J., Liščák, P., Petro, L. a Wagner, P., 2001: Vývoj hlbinného úložiska vyhoreného jadrového paliva a vysokoaktívnych Ra-odpadov v podmienkach SR pre obdobie 1998 – 2000, úloha: Výber lokality, etapa VYL – 01 – 00 Hodnotenie študijných lokalít – 1. časť. Dokument č. HÚ/VYL – 01 – 00/VD/A/01 – 01. Manuskript. Bratislava, archív Slovenské elektrárne, 310 s., prílohy.
- Kováč, M., Král, J., Márton, E., Plašienka, D. a Uher, P., 1994: Alpine aplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. Geol. Carpath. (Bratislava), 45, 2, 83 – 96.
- Krahulec, P., Rebro A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska, zv. I, II, 1. vyd. Martin, Osveta.
- Král, J. a Štarková, Dž., 1995: ⁴⁰Ar/³⁹Ar datovania vybratých minerálov z kryštalínika tatrika a veporika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 72 s.
- Krauschneiderová, M., Drahoš, M. a Frličková, M., 1979: Turčianska kotlina – Ležiachov – predbežný HGP, účel: overenie prírodných zásob podzemných vôd. Manuskript. Žilina, archív IGHP, 104 s.
- Kullman, E. a Gazda, S., 1973: Základný hydrogeologický výskum západných svahov Veľkej Fatry a juhovýchodných svahov Malej Fatry (príľahlá časť pohorí k Turčianskej kotline). Čiastková záverečná správa za rok 1973. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 106 s. (arch. č. 32 813).
- Kullman, E., Gazda, S., Jetel, J., Škvarka, L. a Franko, O., 1975: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Trnava. Čiastková záverečná správa za roky: 1974 – 1975. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 308 s.
- Kullman, E., Gazda, S., Škvarka, L. a Dovina, V., 1978: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list 36 – Banská Bystrica. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 472 s., 13 príl. (arch. č. 44 163).
- Kullmanová, A., 1959: Sedimentárno-petrografický výskum mezozoika Inovca a Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 3 264).
- Kullmanová, A., 1960: Sedimentárno-petrografický výskum jurských a kriedových hornín vo Veľkej Fatre, Strážovskej hornatine a Žiaru. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kupka, Š., Dulovičová, K., Šarlayová, M., Novomestská, D. a Kost'ov, K., 1992: Neogén Prievidzskej kotliny – 1. podetapa lokálneho prieskumu, predbežný HGP, Organizácia: Bratislava, Vodné zdroje. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 109 s., 45 príl. (arch. č. 81 485).

L

- Lauko, V., Novomestská, D. a Ševčík, J., 1988: Solka – HGP, doplňujúci vodný zdroj, realizácia doplňujúceho exploatačného vrtu. Organizácia: Bratislava, Vodné zdroje. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 11 s., 5 príl. (arch. č. 70 989).
- Leššo, J., 2003: Hydrogeologické pomery vybranej časti pohoria Žiar. Diplomová práca. Manuskript. Košice, archív TU FBERG, s. 35.
- Lexa, J., Rakús, M., Hojstričová, V., Dovina, V. a Halouzka, R., 1982: Vysvetlivky k listom geologickej mapy 1 : 25 000 36-132 (H. Štubňa) a 36-134 (Kremnica). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 6 849).
- Lexa, J., Halouzka, R., Havrila, M., Buček, S., Fiala, F., Gessel, A., Gross, P., Hroncová, Z., Jaroš, J., Kohút, M., Malgot, J., Mello, J., Polák, M., Filo, I. a Rakús, M., 1998: Geologická mapa Kremnických vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Lutonský, M., 1987: Krasové územie oblastnej skupiny Handlová. Spravodaj Slov. speleol. spol. (Liptovský Mikuláš), 1 – 2, 38 – 44. Geologický sprievodca po strednom Slovensku (<http://www.snm-em.sk/geosprievodca/lokality/turiec/tksklene.html>).

M

- Mahel', M., 1957: Záverečná správa o základnom geologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy Trenčín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahel', M., 1957: Jadrové pohoria – špecifický znak Západných Karpát. Geol. Sbor. (Bratislava), 8.
- Mahel', M., 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 51.
- Mahel', M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, M. a Šalaj, J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 272 s.
- Mahel', M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, ČSAV, Ústř. Úst. geol., 1 – 496.
- Mahel', M., 1974: The Carpathians of Czechoslovakia. The inner West Carpathians. In: Mahel', M. (ed.), 1974: Tectonics of the Carpathian – Balkan regions. Bratislava, Geol. Inst. D. Štúr, 91 – 133.
- Mahel', M., 1986: Geologická stavba Československých Západných Karpát, Palealpínske jednotky. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Malík, P. a Kordík, J., 1999: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa východnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 – textové vysvetlivky, čiastková záverečná správa, regionálna geológia, stav k 30. 9. 1999, doba riešenia: 1994 – 1999. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 84 395/V).
- Malík, P., Jetel, J. a Švasta, J., 2003: Metodika zostavovania základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 108, 23 – 45.
- Matejčeková, E. a Vandrová, G., 1991: Budiš – kvartér ochranného pásma – kontrolné merania a rozbor, záverečná správa, cieľ: zisťovanie vplyvu poľnohospodárskej činnosti na kvalitu podzemných vôd. Manuskript. Žilina, archív Ingeo, nestr.
- Matejčeková, E., Vandrová, G. a Kuchár, Š., 1989: Budiš – hydrogeologický prieskum kvartéru, kontrolné merania a rozbor. Manuskript. Žilina, archív IGHP, nestr.
- Matějka, A., 1924: Příspěvky k poznání paleogénu a mezozoika v kotlinách Turčanské a Handlovské. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 6, 43 – 70.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie SSR 1 : 500 000. Bratislava, Geograf. úst. Slov. Akad. Vied.
- Méry, V. a Friličková, M., 1986: Pravenec – Tatranábytok, hydrogeologická štúdia pre návrh ochrany podzemných vôd pred znečistením, účel: posúdiť možnosť kontaminácie podzemných a povrchových vôd činnosťou závodu, navrhnúť metodiku hydrogeologického a hydrochemického prieskumu na ochranu podzemných a povrchových vôd pred už prípadne existujúcou alebo možnou kontamináciou. Manuskript. Žilina, archív IGHP, 20 s.
- Míko, O., 1966: Petrografia a ťažké minerály hornín kryštalinika Žiaru. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Míko, O. a Határ, J., 1976: Kryštalinikum Žiaru: nové poznatky o stavbe; akcesorické minerály. Miner. slov. (Bratislava), 8, 4, 335 – 354.
- Míko, O. a Pulec, M., 1982: Výsledky šlichového výskumu kryštalinika Žiaru. Miner. slov. (Bratislava), 14, 5, 443 – 452.
- Mock, R., 1982: Niektoré nové pohľady na geológiu vnútorných Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont. PriF UK.

N

- Návrh nariadenia vlády Slovenskej republiky o ochranných pásmach a ochranných opatreniach pre prírodné liečivé zdroje kúpeľného mesta Bojnice. Zákon č. 277/1994 Z. z.
- Nemčok, M., 1985: Geologické pomery mezozoika na juhu pohoria Žiar. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont. PriF UK.
- Nemčok, M. a Lexa, J., 1988: Vývoj hrásťovo-prepadlinovej stavby v okolí pohoria Žiar. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

O

- Okál', B. a Stanková, V., 1990: Ráztočno – Vyvieracka – Geofyzika, Organizácia: Bratislava, Geofyzika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, nestr., 15 príl. (arch. č. 76 092).

P

- Pačes, T., 1983: Základy geochemie vod. Praha, Čes. Geol. Úst.

- Pirman, I. a Potyš, Z., 1991: Turčianske Teplice – ochranné pásma – II. podetapa, vyhľadávaci HGP, časť A – B, Organizácia: Žilina, IGHP, Bratislava, SGÚ. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, nestr., 184 príl., 2 fiely (arch. č. 75 934).
- Pitter, P., 1990: Hydrochemie. Praha, SNTL.
- Plančár, J., 1959: Záverečná správa o gravimetrickom meraní v oblasti Vtáčnika, Žiaru, Kremnického a Štiavnického pohoria. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Polák, M., Bujnovský, A. a Kohút, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 204 s.
- Polák, R., 1997: Hydrogeologický rajón M 064 – mezozoikum severnej časti pohoria Žiar, vyhľadávaci prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 192 s. (arch. č. 85 703).

R

- Rakús, M., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 list 36-11 (Diviaky-1). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 70, 13 príloh.
- Rakús, M., Miko, O. a Havrila, M., 1984: Tektonická mapa Žiaru, prvý variant 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M., Elečko, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Rakús, M., Vozár, J., Vozárová, A. a Wunder, D., 1988: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Rapant, S., 1994: Geochemia prírodných vôd kryštalinika Nízkych Tatier. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 12, 177 – 219.
- Rapant, S., Vrana, K. a Bodiš, D., 1996: Geochemický atlas Slovenskej republiky – časť Podzemné vody. Bratislava, GS SR, 127 s.
- Rapant, S., 2001: K problematike klasifikácie antropogénne ovplyvnených vôd a hydrogeochemického vyhodnocovania pri environmentálnom monitoringu. In: Podzemná voda (Bratislava), VII, 2 181 – 184.
- Rapant, S. a Bodiš, D., 2003: Metodika zostavovania základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 108, 11 – 23.

S

- Scherer, S., Kordík, J., Malík, P., Bajtoš, P. a Gedeon, M., 1999: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000, textové vysvetlivky. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 90/94).
- SHMÚ, ročenka, 1982 – 2003: Kvalita povrchových vôd na Slovensku. Bratislava, SHMÚ.
- SHMÚ, ročenka, 1982 – 2003: Kvalita podzemných vôd na Slovensku. Bratislava, SHMÚ.
- Stache, G., 1865: Massen- und Eruptivgesteine im Zjar, Mala Magura und Suchigebirge. Verh.K.-Kön. Geol. Reichsanst. (Wien), 15, 80.
- Smernica MŽP SR č. 8/2004 – 7 na zostavovanie základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Ministerstvo ŽP SR.
- Smernica MŽP SR č. 9/2004 – 7 na zostavovanie základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Ministerstvo ŽP SR.
- Stur, D., 1860: Bericht uber die geologische Oberschichts – Aufnahme des Wassergebietes der Waag u. Neutra. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien).
- Stur, D., 1868: Bericht uber die geologische Aufnahme im oberen Waag – u. Gran – Thale. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien).
- STN 75 7214 Kvalita vody, Surová voda na úpravu na pitnú vodu.

Š

- Šalagová, V., Frličková, M., Vrábľová, M., Kazmuková, M. a Drahoš, M., 1983: Lučanská skupina Malej Fatry, záverečná správa vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu s overením zásob podzemných vôd ku dňu 31. 10 1982, HGP. Manuskript. Žilina, archív IGHP – Bratislava, archív SGÚ, 173 s.
- Šimon, L., Elečko, M., Gross, P., Kohút, M., Miko, O., Lexa, J., Mello, J., Hók, J., Macinská, M., Köhler, E. a Jánová, V., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 36-133 (Handlová), 35-244 (Prievidza-4), 36-131 (časť Ráztočno). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 9 384, Geo 79 126).
- Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Pristaš, J., Halouzka, R., Konečný, V., Gross, P., Kohút, M., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 1997: Geologická mapa Vtáčnika a Hornej Nitry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcín, D. a Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornej Nitry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 281 s.
- Šopinec, F., Novomeská, D. a Khírová, K., 1988: Jasenov – DVZ – vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu, cieľ: zachytenie prirodzeného výveru podzemnej vody vrtom a tým zintenzívnenie odberu pitnej vody. Manuskript. Bratislava, Vodné zdroje, nestr.

T

- Thoborffy, Z., 1934: Die granite und kristallinenischen Schiefer der Inovec – Zobor – Tribecs – und Zjar – Gebirge. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. für 1917 – 1924 (Budapest), 369 – 377.
- Tischliar, S., 1998: Polerieka – návrh pásiem hygienickej ochrany vodného zdroja prameňa „Jazero“, doplnok. Organizácia: Banská Bystrica, STVaK. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 81 927).

- Tkáčik, P., Rebro, A. a Klago, M., 1969: Výskum prameňov minerálnej vody – Stredoslovenský kraj, okres Prievidza, etapa: dokumentácia, Žilina, IGHP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 52 s. (arch. č. 21 372).
- Tomlain, J., 1997: Rozloženie evapotranspirácie na území Slovenska za obdobie 1961 – 1990. Podzemná voda (Bratislava), III, 1, 5 – 23.

U

- Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. Sonderabdruck aus "Bau und Bild Oesterreichs". Wien – Leipzig, Tempsky Freytag, 651 – 769.

V

- Valušiak, I., Hauskrecht, I., Kobelová, H. a Mikóczyová, Z., 1976: Kláštor pod Znievom – vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HK-2 na pramenisku Vrúcko I., HGP, účel: zabezpečiť zdroj pitnej vody pre skupinový vodovod pre obce Kláštor pod Znievom – Lazany – Slovany. Bratislava, Vodné zdroje. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 16 s., 8 príl. (arch. č. 37 037).
- Vandrová, G., Potyš, Z., Urbaník, J., Zuberec, M. a Hajčík, J., 1999: Budiš – ochranné pásma minerálnych vôd, vyhľadávací HGP, Bratislava, MŽP SR, Žilina, Ingeo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 83 265).
- Vandrová, G. a Matejčeková, E., 1986: Budiš – vybudovanie vodného zdroja, vyhľadávací HGP. Manuskript. Žilina, archív IGHP, 18 s.
- Vandrová, G. a Matejčeková, E., 1987: Budiš – kvartér, kontrolné merania a rozbor, HGP, cieľ: zisťovanie vplyvu poľnohospodárskej činnosti na kvalitu podzemných vôd a tiež na zisťovanie reziduí pesticídov v pôde a v povrchových vodách. Manuskript. Žilina, archív IGHP, 13 s.
- Vrana, K., Bodiš, D., Lopašovský, K. a Rapant, S., 1989: Regionálno-hydrogeochemické zhodnotenie kvality snehovej pokrývky na území Slovenska. Západ. Karpaty, Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 7, 87 – 128.
- Vrana, K., Hanzel, V. a Malík, P., 2011: Bojnice – výpočet množstiev minerálnych vôd, vyhľadávací HGP. Bratislava, MŽP SR, Bratislava, Hydeko – KV. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 212 s., 1 príl., 1 CD. Mapový list: M – 34 – 110 – C – a (arch. č. 91 037).
- Vrana, K. a Simpson, R., 2000: Koncept manažmentu povrchových a podzemných vôd v hraničnom regióne. Záverečná správa projektu ZZ 96 21.03. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 133 s.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Ružička, M. a Vaškovský, I., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej pánvy na území ČSSR. Mapa 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vetters, H., 1908: Die Geologie des Zjargebirges in den Ungarischen Karpathen. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 1, 381 – 382.
- Vetters, H., 1909: Beitroe zur Geologie des Zjargebirges und des angrenzenden Teiles der Malá Magura in Oberungarn. Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), math.-naturwiss. Kl. (Wien), 85, 1 – 60.
- Vigh, G., 1917: Elozetes jelentés a Zsjár hegység déli pereme és a Felső Nyitrai medence foldtani viszonnairól. Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest), 1916-ról. 187 – 189.
- Vörös, A., 1986: Brachiopod paleoecology on a Tethyan Jurassic seamount (Pliensbachian, Bakony Mts., Hungary). Palaeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. (Amsterdam), 57, 241 – 271.
- Vrubel, I., Baláž, P. a Kovárová, A., 1990: Budiš – minerálne pramene – ochranné pásma. Geofyzika Brno, stredisko Košice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 76 074).
- Vyhľadávacia Ministerstva zdravotníctva SR z 9. januára 2002 o požiadavkách na pitnú vodu a kontrolu kvality pitnej vody. Zbierka zákonov č. 151/2004. s. 1687 – 1703.
- Vyhľadávacia Ministerstva zdravotníctva Slovenskej republiky z 11. 2. 2002, ktorou sa vyhlasuje zdroj podzemnej vody v obci Budiš za prírodný zdroj minerálnej stolovej vody a vyhlasujú sa ochranné pásma prírodných zdrojov minerálnych stolových vôd v Budiši, 115/2002 Z. z.

Z

- Zoubek, V., 1936: Poznámky o kryštalíniku Západných Karpát. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 12, 6, 207 – 227.

11. SUMMARY

Basic hydrogeological and hydrogeochemical maps in the scale of 1:50,000 on the Slovak territory depict the aerial extent and qualitative characteristics of the upper aquifer and the more important deeper ones. The basic characteristics of aquifers – transmissivity and the variability of transmissivity, groundwater outflow, lithology and stratigraphy are expressed as follows: the mean value of the aquifer transmissivity ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) by background colour, variability of the transmissivity (lateral filtration inhomogeneity) by intensity of colour and the number (index), aquifer lithology by hatching (shading) and aquifer lithostratigraphy by index. In case of mountain regions with lack of data from hydraulic tests, specific groundwater runoff ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) is used for characterization of hydrogeological units displayed by the colour of the raster. The content of basic hydrogeological maps at 1:50,000 is based on field mapping and documentation of hydrogeological features into the background working maps at 1:10,000. Hydrogeological map is accompanied by hydrogeochemical base map, in which the groundwater qualitative properties together with its geochemical-genetic, environmental and water parameters are expressed. Hydrogeological and hydrogeochemical map were compiled in accordance with methodic standards stated in the Guideline of Ministry of Environment of the SR no. 8/2004 and no. 9/2004. Basic hydrogeological and hydrogeochemical map of Žiar Mts. is compiled at a scale of 1:50,000 on the basis of geological maps of the same scale.

The Žiar Mts. region is located in central part of Slovakia, the evaluated region for explanatory notes of hydrogeological and hydrogeochemical map covers 185,65 km^2 . Žiar Mts. is one of the smallest core mountains with nappe system within the Central Western Carpathians located between Hornonitrianska and Turčianska valley (Fig. 2.1.1.). The geological built of the area consists of Crystalline rock units, Mesozoic carbonates, Central Carpathian Paleogene, volcanic and sedimentary rocks (Neogene) and Quaternary sediments (Fig. 2.4.2.1.).

Archive, meteorological, hydrological data and field measurements were used for the interpretation of hydrogeological and hydrogeochemical conditions of the area. As a result of hydrogeological mapping, 1,215 springs with yield more than $0.1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ and hydrogeological objects (drainage, wells) were documented (Appendix 3 and 4 respectively). Continuous measurements of 11 springs are documented in Appendix 4 and basic information and results of 16 wells in the research region are summarized in Appendix 5. Hydrogeochemical documentation material represents chemical analyses of inorganic substances identified in springs, wells and tunnels (a total of 250 chemical analyzes of groundwater in 148 geochemical objects were carried out) (Appendix 7).

Groundwater circulation, regime and hydraulic parameters of rocks

The overview of the hydrogeological units and spring yields documented by the field works can be found in Tab. 5.1.1. The overview of the hydraulic parameters that were used for hydrogeological map compilation is given in Tab 5.1.11.

Hydrogeological unit of crystalline rocks covers 63.7 km^2 , where the total outflow from groundwater sources represents $81.61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (based on documented 691 springs). Transmissivity coefficient values of granitoid rocks in borehole RAO-4 are in range $1.18 \cdot 10^{-5}$ – $3.55 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. The groundwater circulation in crystalline rocks is shallow, characterized by large number of springs with low yields. This hydrogeological unit is in minor focus for water supply resources and can serve for local sources of utilization. Based form published and measured data the specific groundwater runoff value used in hydrogeological map was in range of $3\text{-}6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

The highest values of transmissivities on the hydrogeological map were assigned to Guttenstein limestones and Ramsau dolomites, which are the main and the most important aquifer in the area. Transmissivity coefficient with value higher than $3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ was used for hydrogeological map compilation. In total, 192 springs were documented in the Middle and Upper Triassic limestones and dolomites of Tatricum, Fatricum and Hronicum tectonic units (an area of 47.19 km^2). The maximum discharge of the spring is in range from $6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ to $62.86 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (spring “Vyšehradné”) (Tab. 5.1.1.). By the evaluation of hydraulic parameters of the limestones and dolomites.

The circulation of groundwater in karst-fissure hydrogeological complex is divided into separately allocated structures. Hydrogeological structure of the Žiar succession (Tatricum tectonic unit) is formed by separate hydrogeological structures of the Solka, Jasenovo and Rudno – Brieštie. A substantial part of the Solka structure

is discharged by 64 springs, anticipating deeper and shallower circulation. Main discharge was originally by spring “Solka” (22-38 l.s⁻¹, 13-14°C), now captured by wells situated on the tectonic contact with Neogene sediments. Calculated coefficient of Transmissivity was in range 4.2–4.58.10⁻² m².s⁻¹. Groundwater flow in the Jasenovo structure is concentrated mainly in the valley Jasenovská dolina, where a groundwater hidden surplus to the stream Jasenovský potok was detected in the amount of 6.1–41.0 l.s⁻¹ (Fig. 5.2.2. and Fig. 5.2.3.). In spring area “Teplica” wells were drilled and coefficient of Transmissivity was calculated in range $T = 3.11 \cdot 10^{-3} - 1.09 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. In Rudno – Brieštie structure drainage by springs and hidden surpluses to the surface streams have been documented (Fig. 5.2.2.).

Predominant part of groundwater runoff from the Nitrianske Pravno – Brieštie hydrogeological structure (Fatricum tectonic unit) is drained in the water supply source - spring “Vyšehradné” (average discharge 62,86 l.s⁻¹). It is believed that practically all of the Brieštie – Polerieka hydrogeological structure (Fatricum tectonic unit) drains the spring “Jazero” in Polerieka village (Fig. 5.2.2.).

The northern part of the study area is built by Hronicum tectonic unit. High hidden surplus in the surface flow was documented between the springs Vrčko I and Predvrčko settlement (24.8 l.s⁻¹ on distance of about 900 m) (Fig. 5.2.4. and Fig. 5.2.5). Hidden groundwater surplus to the main stream of the valley (Vrica) in the section Vrčko – Predvrčko was 12.69 l.s⁻¹. After entering into the stream alluvium on its upper section, drainage of surface creek by quaternary sediments was documented. The total loss of about 34.9 l.s⁻¹ was verified by the length of about 1.5 km (between Predvrčko and Studenec valley). In the section of the Studenec valley hidden groundwater surplus to the river (46.2 l.s⁻¹) was documented again (Fig. 5.2.5).

In the southern part of the investigated area, the tectonic units of Tatricum, Fatricum and Hronicum are present in rather complicated tectonic built. Hydraulic discharge of groundwater is bound with the Middle Triassic carbonates of the Fatricum tectonic unit (barrier spring “Teplý”) with an average discharge of $Q = 7.29 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ and higher water temperature (13.3°C) indicating deeper circulation (Fig. 5.2.6, spring nr. 771). Groundwater regime in the “Sklené” Mesozoic structure is very complex. Hidden groundwater surplus was confirmed into the stream Hraničný potok in a volume of 41 l.s⁻¹ (Černák et al., 2012). The biggest groundwater discharge in the area is bound to water supply spring in the Ráztočno settlements with an average yield of 14.41 l.s⁻¹ (Fig. 5.2.6, spring nr. 825). In the southern part, where the most springs were located, carboniferous rocks of Hronicum tectonic unit are bordered by impermeable Paleogene formations. Infiltration area is increased by the area of volcanic rocks (e.g. spring “Volova rit”) with an average yield of 1.1 l.s⁻¹; Fig. 5.2.6, spring nr. 1089) and acts as a drain to waters from the volcanic rocks. By the water balance in comparison with recharge, the loss of groundwater in limestones and dolomites of Hronicum tectonic unit is calculated in volume of 52.8 l.s⁻¹ as hidden groundwater drainage into the Upper Nitra Basin, that is involved in thermal water circulation (Vrana et al., 2011).

Springs in volcanics reach small yield generally between 0.01 to 0.5 l.s⁻¹. Significant springs (yielding in 0.5 to 1.0 l.s⁻¹, exceptionally more than 5 l.s⁻¹) are generally connected with the permeable fault lines and andesite lava flows. In the examined area, groundwater linked to tectonic line communicating over distance with overall yield of 59 l.s⁻¹ was verified (“Bralský” tunnel).

Hydrogeochemistry

Groundwater of investigated territory has atmospheric origin and their chemical composition is in close correlation with the mineralogical character of the environment of their circulation. Given the complex geological and hydrogeological conditions of the area, substantial variability virtually of all surveyed determined chemical parameters in groundwater is evident. In general, components of Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻ and HCO₃³⁻ dominate the groundwater (Tab. 6.2.3). The lowest average and median values of total dissolved solids and concentrations of the main components of Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻ and HCO₃³⁻ are characterized for groundwaters of the Crystalline and Neogene volcanic rock formations. On the contrary, the highest levels of Na⁺, K⁺, aggressive CO₂ and SiO₂ were determined in these waters. Groundwaters of the Mesozoic limestones and dolomites are characterized by comparable chemical composition (contents of Mg²⁺ and ratio between rMg/rCa are higher in the dolomites). Trace elements reach mostly very low concentrations in all allocated hydrogeochemical groups.

Highest average and medium concentrations of the most essential ions are characterized for groundwaters of Paleogene rock formations (mean of total dissolved solids is 577 mg.l⁻¹).

Natural character of the environment in the area makes the most of natural groundwater resources of good quality. Distribution of the main chemical components and trace elements in most cases corresponds to the natural conditions of groundwater circulation. Chemical Oxygen Demand, Mn²⁺, Al³⁺ and Fe mostly doesn't meet legislative criteria for drinking water. The vast part of the territory (over 60%) has very good groundwater quality which fully meets criteria as a drinking water.

Mineral and geothermal sources

Sources of mineral and geothermal water are not present directly in the studied area though on sides of the research area several sources has been documented. The eastern part of the Žiar Mts. in the valley Turčianska kotlina has mineral and thermal waters sources (Budiš, Polerieka, Slovenské Pravno – Kaľamenová, Slovany – Valča, Dubové, Turčianske Teplice). This is mainly related to the geological and tectonic setup of basin and surrounding mountains.

In the western part of the Žiar Mts two seepages of geothermal water were documented in lignite mine in Handlová (Krahulec et al., 1978). Geothermal water bound to dolomites of Hronicum tectonic unit were detected by the geothermal borehole FGHn-1 in Handlová town at the depth 470 m (yield of well 2.17 l.s^{-1} ; $19.4 \text{ }^\circ\text{C}$, Na-Mg- HCO_3 ; TDS 0.39 g.l^{-1}) (Fendek et al., 2004). A hydrogeological well RH-1 in Handlová town (depth 1,201 m) verified geothermal water in the depth interval 862-1201 m with the main source of water (87.7% yield) from the Jurassic limestones Fatricum tectonic unit. Yield of well was 15.0 l.s^{-1} , water temperature $37.5 \text{ }^\circ\text{C}$, chemical type of water Ca-Mg- HCO_3 - SO_4 , TDS 1.07 g.l^{-1} (Černák et al., 2012).

NA ZÁVER O PRILOŽENOM CD/DVD K PUBLIKOVANÝM VYSVETLIVKÁM

Textové vysvetlivky k základnej hydrogeologickej a hydrogeochemickej mape pohoria Žiar 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 zobrazíť 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 objavia 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 pohoria Žiar 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 pohoria Žiar ide o nasledujúce prílohy:

- Príloha 1. Hydrogeologická mapa pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000.
- Príloha 2. Hydrogeochemická mapa pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000.
- Príloha 3. Zoznam zdokumentovaných výverov podzemnej vody s jednorazovým zameraním výdatnosti a vybraných fyzikálno-chemických parametrov.
- Príloha 4. Zoznam zdokumentovaných výverov podzemnej vody s dlhodobým zameraním výdatnosti a vybraných fyzikálno-chemických parametrov.
- Príloha 5. Zoznam zdokumentovaných hydrogeologických vrto.
- Príloha 6. Zoznam hydrogeologicky významných objektov.
- Príloha 7. Výsledky chemických rozborov podzemnej vody vzoriek využitých pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy.
- Príloha 8. Mapy hydrogeologickej dokumentácie 1 : 25 000.

**VYSVETLIVKY K ZÁKLADNEJ HYDROGEOLOGICKEJ A HYDROGEOCHEMICKEJ
MAPE POHORIA ŽIAR 1 : 50 000**

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2014

Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

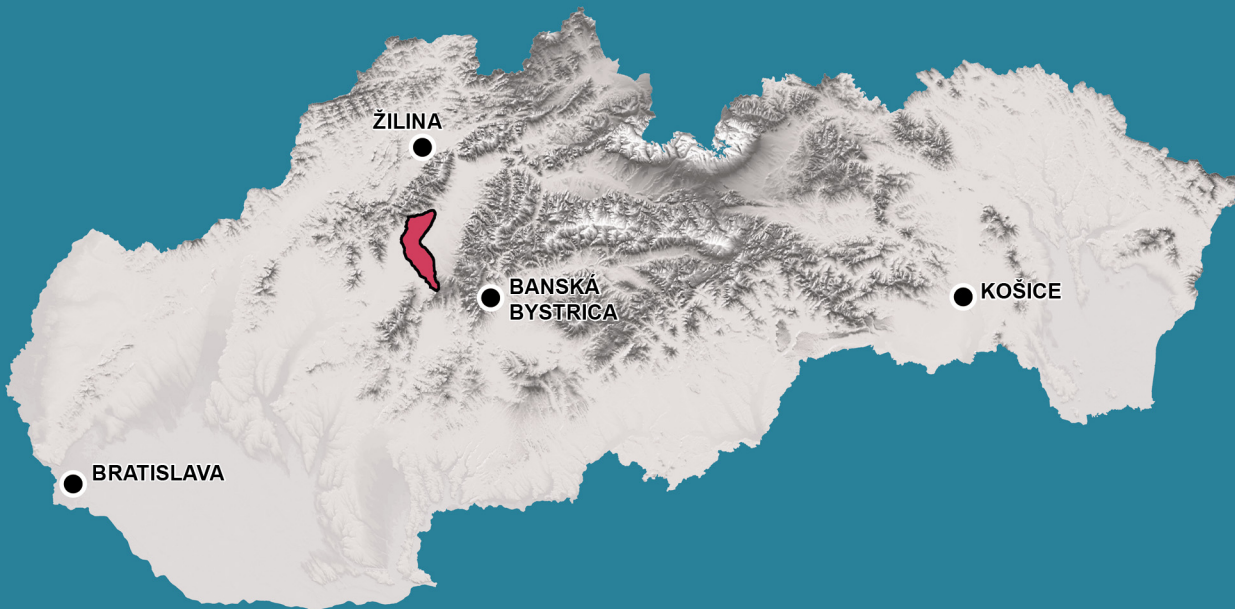
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Návrh obálky: Mgr. František Bottlík

Tlač a knižárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

ISBN 978-80-89343-95-9



ISBN 978-80-89343-95-9