

VYSVETLIVKY

k základnej hydrogeologickej
a hydrogeochemickej mape

VIHORLATU

v mierke 1 : 50 000

Stanislav OLEKŠÁK
Peter BAJTOŠ
Branislav ŽEC



VYSVETLIVKY

K ZÁKLADNEJ
HYDROGEOLOGICKEJ
A HYDROGEOCHEMICKEJ MAPE
VIHORLATU
1 : 50 000

Recenzenti:

RNDr. Ivan Šalaga

Prof. RNDr. Zlatica Ženišová, CSc.

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. Lubomír 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.

STANISLAV OLEKŠÁK, PETER BAJTOŠ a BRANISLAV ŽEC

VYSVETLIVKY

K ZÁKLADNEJ HYDROGEOLOGICKEJ
A HYDROGEOCHEMICKEJ MAPE

VIHORLATU

1 : 50 000

© ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2014

ISBN 978-80-89343-96-6

OBSAH

1. ÚVOD	7
2. PRÍRODNÉ POMERY	9
2.1. Geomorfologické pomery	9
2.2. Klimatické pomery	10
2.3. Hydrologické pomery	11
2.4. Geologické pomery	15
2.4.1. Súčasný stav geologickej preskúmanosti územia	15
2.4.2. Geologický vývoj a charakteristika litostratigrafických jednotiek	15
2.4.3. Geologicko-tektonická stavba územia	28
2.5. Činnosť človeka významne ovplyvňujúca hydrogeologické a hydrogeochemické pomery územia	30
3. HYDROGEOLOGICKÁ A HYDROGEOCHEMICKÁ PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA	31
3.1. Súčasný stav hydrogeologickej a hydrogeochemickej preskúmanosti územia	31
3.2. Hranice hydrogeologických rajónov a útvarov podzemných vôd na území	32
4. POUŽITÉ ÚDAJE A METODIKA ICH SPRACOVANIA	33
4.1. Charakteristika dokumentačného materiálu použitého na zostavenie hydrogeologickej mapy	33
4.2. Spôsob spracovania hydrogeologických údajov	33
4.3. Charakteristika reprodukovateľnosti použitého hydrogeochemického dokumentačného materiálu	35
5. HYDROGEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA	41
5.1. Hydrogeologická charakteristika hornín	41
5.2. Obeh a režim podzemných vôd	59
6. HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY	79
6.1. Charakteristika procesov tvorby chemického zloženia podzemných vôd regiónu	79
6.2. Charakteristika a klasifikácia chemického zloženia podzemných vôd	85
6.3. Charakteristika kvalitatívnych vlastností podzemných vôd z hľadiska vodárenského využívania	99
7. ÚDAJE O MNOŽSTVE A ODBEROCH PODZEMNÝCH VÔD	105
8. BANSKÉ VODY	111
9. MINERÁLNE A GEOTERMÁLNE VODY	113
10. ZÁVER	115
11. LITERATÚRA	123
12. SUMMARY	129
NA ZÁVER O PRILOŽENOM CD/DVD K PUBLIKOVANÝM VYSVETLIVKÁM	135

1. ÚVOD

Zostavenie hydrogeologickej a hydrogeochemickej mapy regiónu Vihorlat mierky 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami je súčasťou riešenia geologickej úlohy vedy a výskumu číslo 12-02-9/0200 *Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska*. Súčasťou riešenia uvedenej úlohy bolo aj zostavenie návrhu smerníc na zostavovanie základných hydrogeologických a hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000, slúžiacich ako záväzný metodický návod na zostavenie máp deviatich regiónov (Medzibodrožie, Vihorlat, Žiar, Čergov, Muránska planina, z. časť Veľkej Fatry, Turčianska kotlina, Ipelská kotlina, Žitný ostrov).

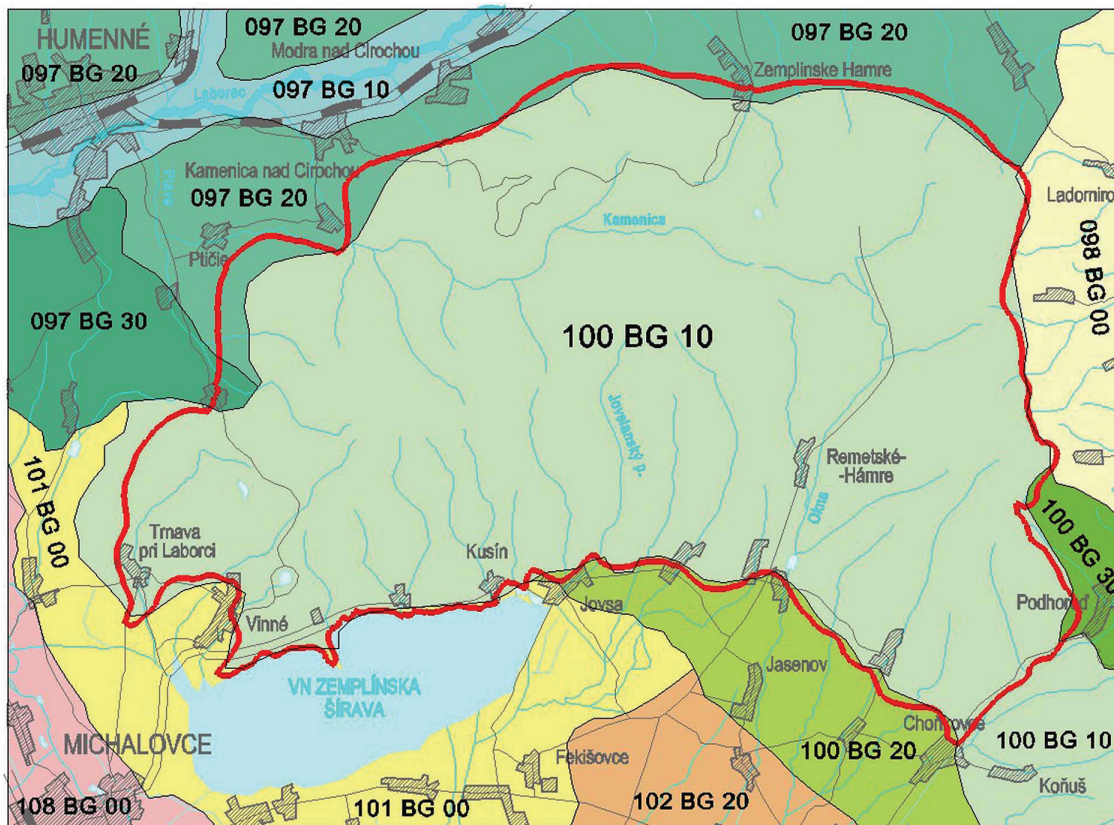
Účelom základnej hydrogeologickej mapy v mierke 1 : 50 000 je získanie a zhodnotenie základných informácií o zdrojoch podzemných vôd a podmienkach tvorby, o akumulácii a pohybe podzemných vôd na hodnotenom území a súčasne poskytnutie objektívnych ucelených podkladov na racionálne využívanie a účinnú ochranu podzemných vôd pri územnoplánovacom rozhodovaní, sanácii, ochrane a skvalitňovaní zložiek životného prostredia. Jej obsahom je zobrazenie hydrogeologických pomerov územia najmä prostredníctvom grafického vyjadrenia priestorových zmien prietochnosti horninového prostredia a jej variability, hraníc zvodnených kolektorov, izolátorov a poloizolátorov, dynamiky podzemných vôd, ako aj lokalizácia a kvantifikácia výverov podzemných vôd a umelých hydrogeologických objektov.

Cieľom základnej hydrogeochemickej mapy v mierke 1 : 50 000 je plošné zobrazenie najdôležitejších kvalitatívnych a geochemických charakteristík podzemných vôd prvého zvodneného kolektora pri povrchu a ďalších významných zvodnených kolektorov uložených hlbšie pod povrchom. Hydrogeochemická mapa priamo nadväzuje na hydrogeologickú mapu. Sú na nej vyjadrené a zohľadnené najmä kvalitatívne, geochemické, environmentálne, vodohospodárske a genetické kritériá. Hydrogeochemická mapa je základným odborným podkladom na charakteristiku kvalitatívnych vlastností a stupňa znečistenia podzemných vôd slúžiacim na racionálne využívanie a cieľavedomú ochranu podzemných vôd.

Hodnotený región zaberá plochu 329 km². Z pohľadu regionálneho členenia (Vass et al., 1988) zaberá skupinu vulkánov Vihorlatu a stratovulkánu Diel v oblasti neovulkanitov Vihorlatských vrchov. V geomorfologickom celku Vihorlatské vrchy (Mazúr a Lukniš, 1980) pokrýva podcelok Vihorlat, a len okrajovo i priľahlé celky Beskydské predhorie a Východoslovenská pahorkatina. Z pohľadu geologických pomerov (Žec et al., 1997) je masív vulkanitov regiónu Vihorlat reprezentovaný andezitovými stratovulkánmi, vulkánmi a komplexmi extruzívnych telies vápenato-alkalickej povahy (stredný sarmat – panón). V období stredného sarmatu boli formované andezitové extruzívne telesá komplexu Vinné. Neskorý sarmat až skorý panón reprezentujú stratovulkány Morské oko, Diel, Kyjov, Sokolský potok, Vihorlat a vulkán Kamienka.

Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa Vihorlatských vrchov s vysvetlivkami je výsledkom práce kolektívu pracovníkov ŠGÚDŠ – Regionálneho centra Spišská Nová Ves. Hydrogeologickú mapu zostavil RNDr. Stanislav Olekšák, PhD. Hydrogeologickú časť vysvetliviek zostavili RNDr. Stanislav Olekšák, PhD., a Ing. Peter Bajtoš, PhD. Geologickú časť textových vysvetliviek zostavil Ing. Branislav Žec, CSc. Hydrogeochemickú mapu a hydrogeochemickú časť vysvetliviek zostavil Ing. Peter Bajtoš, PhD. Na terénnych mapovacích prácach, zbere a spracovaní podkladových archívnych a nových údajov sa podieľali Ing. Peter Bajtoš, PhD., RNDr. Stanislav Olekšák, PhD., Jozef Blahút, Mária Nováčková, Drahomíra Fajtová, Juraj Hovanec a Pavol Ujházy. Tlač máp s vysvetlivkami a rezmi realizoval Mgr. Pavol Šesták. Práce boli vykonané v období august 2002 – november 2006.

Na obrázku 1 je situácia záujmového územia spolu s hranicami hydrogeologického rajónu VN 100 Neovulkanity Vihorlatských vrchov.



Hydrogeologické rajóny a čiastkové rajóny

- 097 Paleogén a kvartér povodia Laborca po Brekov a mezozoikum Humenských vrchov**
- 097 BG 10 - čiastkový rajón kvartéru
 - 097 BG 20 - čiastkový rajón paleogénu
 - 097 BG 30 - čiastkový rajón mezozoika Humenských vrchov a SZ časti Zálužickej pahorkatiny
 - 098 BG 00 - Paleogén povodia Uhu
- 100 Neovulkanity Vihorlatských vrchov**
- 100 BG 10 - čiastkový rajón neovulkanitov
 - 100 BG 20 - čiastkový rajón artézskych vodonosných horizontov - priepustné polohy rozlámaných krýh neovulkanitov prekrytých sedimentárnym neogénom
 - 100 BG 30 - čiastkový rajón neovulkanitov
- 101 Neogén Východoslovenskej nížiny Laborcom a Čiernou vodou**
- 101 BG 00 - Neogén Východoslovenskej nížiny Laborcom a Čiernou vodou
- 102 Kvartér SV časti Východoslovenskej nížiny pod Vihorlatom a Popričným**
- 102 BG 20 - čiastkový rajón soliflukčných sedimentov a náplavových kuželov
- 108 Kvartér Laborca od Strážskeho po Stretavu**
- 108 BG 00 - Kvartér Laborca od Strážskeho po Stretavu
- hranica skúmaného územia**

Obr. 1. Situácia záujmového územia.

2. PRÍRODNÉ POMERY

2.1. GEOMORFOLOGICKÉ POMERY

Podľa geomorfologického členenia SR (Mazúr a Lukniš, 1980) na hodnotenom území (obr. 2) je dominantne zastúpený celok Vihorlatských vrchov. Severný okraj regiónu lemuje geomorfologický celok Beskydského predhoria a južný okraj geomorfologický celok Východoslovenskej pahorkatiny.

Súčasná morfológická tvárnosť Vihorlatských vrchov je odrazom heterogénnej stavby pohoria s rozličnými formami vulkanických telies (efuzívne komplexy, komplexy vulkanoklastí, extruzívno-intruzívne formy) a mladšími tektonickými pohybmi. Výsledkom heterogénnej geologickej stavby, hydrotermálnej aktivity a neotektonických pohybov v postvulkanickom období sú hlboko zarezané doliny, strmé stráne, rozličné prírodné výtvyry a rozsiahle geodynamické javy so zosuvmi v pohorí a na jeho okraji. Nadmorská výška na území Vihorlatských vrchov kolíše v rozpätí 120 až 1076 m n. m.

Geomorfologický celok Vihorlatských vrchov podľa Mazúra a Lukniša (1980) tvoria jednotky nižšieho rádu. Sú to podcelky Humenské vrchy (mimo predmetného územia), Vihorlat (tvorí skúmané územie) a Popriečny (mimo územia). Podcelok Vihorlatu pozostáva z Kyjovskej planiny, Vihorlatskej a Jasenovskej hornatiny. Kyjovskú planinu tvorí vulkán Kamienska a samostatné andezitové



Obr. 2. Geomorfologické členenie regiónu Vihorlat (Mazúr a Lukniš, 1980). Vihorlatské vrchy: 1 – Humenské vrchy, 1.1 – Krivošťanka, 1.2 – Sokol; 2 – Vihorlat, 2.1 – Kyjovská planina, 2.2 – Vihorlatská hornatina, 2.3 – Jasenovská hornatina; 3 – Popriečny. Beskydské predhorie: 1 – Ublianska pahorkatina, 2 – Humenské Podolie. Východoslovenská pahorkatina: 7 – Podvihorlatská pahorkatina, 8 – Zalužická pahorkatina. Prerušovanou čiarou je vymedzené skúmané územie.

stratovulkány Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat (najvyššia nadmorská výška v pohorí – kóta Vihorlat 1076 m n. m.). Svojou západnou časťou sem zasahuje aj stratovulkán Morské oko. Zaujímavým fenoménom tohto podcelku je aj hlboko zarezané údolie potoka Kamenica (v smere východ – západ), a to v dĺžke až niekoľko km. Údolie potoka Barlahov rozdeľuje celok Vihorlatu na Vihorlatskú hornatinu, reprezentovanú morfológicky výrazným vulkanickým masívom (stratovulkán Morské oko), a Jasenovskú hornatinu, tvorenú morfológicky samostatným vulkanickým masívom (stratovulkán Diel). Výrazným morfológickým fenoménom v oblasti stratovulkánu Morské oko je centrálna kotlovitá depresia amfiteátrového tvaru, otvorená na juhu údolím potoka Okna a s jazerom Morské oko v jej centrálnej časti.

Severne a severovýchodne od Vihorlatských vrchov v oblasti geomorfologického celku Beskydské predhorie, bližšie v podcelkoch Ublianska pahorkatina a Humenské podolie, vystupujú andezitové neky a dajky komplexu Ladomírov. Toto územie v regióne na malých rozlohách je zastúpené aj paleogénom magurského flyšu, bradlovým pásmom a vnútrokarpatským paleogénom.

Juhovýchodnú a južnú časť územia v podhorí Vihorlatských vrchov tvorí geomorfologický celok Východoslovenskej pahorkatiny s podcelkom Podvihorlatská pahorkatina. Územie tu má v prevažne rovinný, mierne rezaný reliéf s amplitúdou medzi 120 – 190 m.

V celom regióne Vihorlatu dominuje zastúpenie lesných porastov. Prevládajú listnaté dreviny, predovšetkým buk, menej hrab, jaseň, dub a javor.

2.2. KLIMATICKÉ POMERY

Vzhľadom na rozmanitosť geomorfologického členenia sledovanej oblasti rozlišujeme v nej tri klimatické oblasti (Atlas krajiny SR, 2002) – teplú, mierne teplú a chladnú. Pribeh jednotlivých oblastí je znázornený na obr. 3. Charakteristika jednotlivých oblastí je uvedená v tab. 1.

Tab. 1. Charakteristika klimatických oblastí a okrskov (Atlas krajiny SR, 2002).

Okrskok	Charakteristika okrsku	Klimatické znaky	Rozšírenie na sledovanom území
TEPLÁ OBLASŤ (priemerne 50 a viac LD za rok)			
T7	teplý, mierne vlhký s chladnou zimou	január ≤ -3 °C, lz < -40	Východoslovenská nížina pod úpäťm Vihorlatu, do nadmorskej výšky cca 200 m n. m.
MIERNE TEPLÁ OBLASŤ (priemerne menej ako 50 LD za rok, júlový priemer teploty vzduchu ≥ 16 °C)			
M3	mierne teplý, mierne vlhký, pahorkatinový až vrchovinový	júl ≥ 16 °C, LD < 50, lz = 0 až 60, nadm. výška okolo 500 m n. m.	pahorkatina na úpäťm Vihorlatu a časť vulkanickej planiny do nadmorskej výšky 500 m n. m.
M7	mierne teplý, veľmi vlhký, vrchovinový	júl ≥ 16 °C, lz ≥ 120 , nadm. výška prevažne nad 500 m n. m.	väčšia časť vulkanickej planiny Vihorlatu s nadmorskou výškou nad 500 m n. m.
CHLADNÁ OBLASŤ (júlový priemer teploty vzduchu < 16 °C, veľmi vlhké)			
C1	mierne chladný	júl ≥ 12 °C až ≤ 16 °C	najvyššie časti Vihorlatu predstavujúce vrcholové časti stratovulkánov Vihorlatu – Morské oko, Vihorlat, Diel, Motrogon, Fedkov, ...

Vysvetlivky: LD = počet letných dní za rok – dni s denným maximom teploty vzduchu > 25 °C; lz = Končekov index zavlaženia.

Výpočet Končekovho indexu zavlaženia Iz:

$Iz = 0,5 \cdot R + r - 10 \cdot t - (30 + v)$	R –	priemerný úhrn zrážok vo vegetačnom období (IV. – IX.) [mm]
	r –	úhrn zrážok prevyšujúci v priemere 105 mm za zimu (XII. – II.) [mm]
	t –	priemer teploty vzduchu za vegetačné obdobie [°C]
	v –	priemer rýchlosti vetra meranej v klimatickom termíne o 14:00 hod. vo vegetačnom období [$m \cdot s^{-1}$]

Dlhodobé priemerné úhrny zrážok na vybraných staniciach podľa údajov SHMÚ podáva tab. 2a. Dlhodobé priemerné teploty vzduchu staníc v Michalovciach a Kamenici nad Cirochou udáva tab. 3a. Tab. 4 uvádza dlhodobé priemerné mesačné a ročné úhrny potenciálnej evapotranspirácie a evapotranspirácie.

Ročné úhrny zrážok za rok 2002 boli v sledovaných staniciach (tab. 2b) oproti dlhodobým priemerným ročným úhrnom zrážok (1951 – 1980; tab. 2a) normálne. Ročné úhrny zrážok v staniciach dosahovali 89 – 102 % dlhodobých priemerných ročných úhrnov (1951 – 1980) s mediánom 101 %. Rok 2003 bol celkove najsuchším rokom obdobia nášho výskumu. Ročné úhrny zrážok v staniciach dosahovali 78 – 92 % dlhodobých priemerných ročných úhrnov (1951 – 1980) s mediánom 84 %. Roky 2004, 2005 boli v porovnaní s dlhodobými priemernými úhrnmi zrážok (1951 – 1980) veľmi vlhké. Nárast úhrnov oproti dlhodobým priemerným ročným úhrnom (1951 – 1980) bol od 10 do 36 % s mediánom 25 %. Roky 2003 a 2004 boli najvlhkejšími rokmi obdobia výskumu. Rok 2006 sa javil ako zrážkovo normálny. Ročné úhrny zrážok sa pohybovali od 89 do 105 % dlhodobého priemerného ročného úhrnu s mediánom 98 %.

V čase prieskumu Baja et al. (1976) priemerné ročné úhrny zrážok v rokoch 1971 – 1974 boli vo väčšej časti územia 700 – 800 mm, vo vrcholových častiach pohoria 900 – 1 000 mm. Väčší podiel zrážok pripadal na letné a jesenné obdobie (V. – X.).

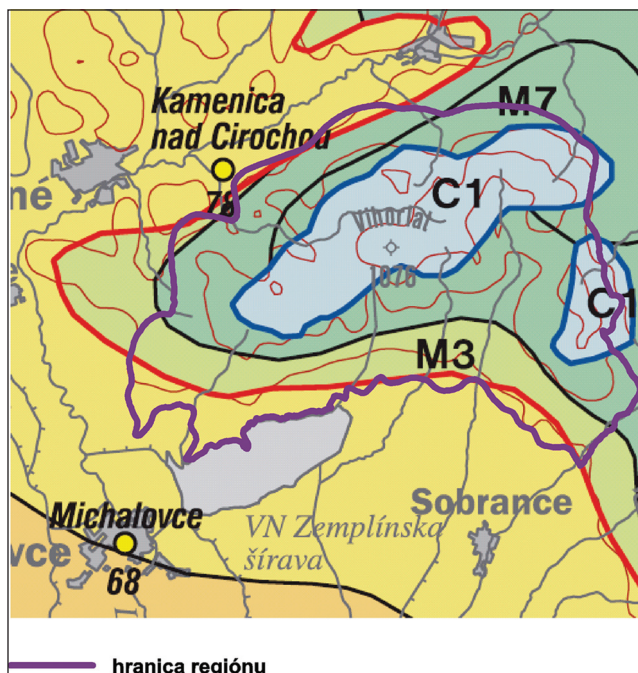
Priemerná ročná teplota vzduchu v období výskumu (tab. 2b) bola vždy vyššia oproti dlhodobým priemerom (tab. 2a). Rok 2002 sa javil ako najteplejší rok, rok 2004, naopak, najchladnejší.

2.3. HYDROLOGICKÉ POMERY

Skúmané územie patrí do povodia Bodrogu. Člení sa na:

- 4-30-03: povodie Laborca po Cirochu,
- 4-30-04: povodie Laborca od Cirochy po Uh,
- 4-30-05: slovenské povodie horného Uhu po štátnu hranicu,
- 4-30-06: slovenské povodie dolného Uhu po ústie Laborca.

Vulkanický masív Vihorlatu (a Popriečneho) vytvoril rozvodie oddeľujúce povodie flyšových oblastí



Obr. 3. Schéma klimatických oblastí regiónu Vihorlat (Atlas krajiny SR, 2002). T7 (žltá farba) – teplá klíma; M3 a M7 – mierna klíma; C1 – chladná klíma. Žltý krúžok – meteorologická stanica s uvedením hodnoty relatívnej evapotranspirácie.

Tab. 2a. Dlhodobý priemerný úhrn zrážok (mm) za obdobie 1951 – 1980 (SHMÚ, 1991).

Stanica	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Rok
Humenné	35	39	36	45	62	88	88	72	50	49	54	52	669
Kamenica nad Cirochou	36	37	38	47	69	96	93	86	56	53	55	52	718
Michalovce	34	34	31	37	57	74	79	59	46	45	49	46	593
Snina	35	37	37	42	66	90	91	72	55	52	51	52	679
Sobrance	44	42	38	40	59	90	76	64	48	48	55	59	661

Tab. 2b. Úhrny zrážok (mm) za obdobie výskumu 2002 – 2006.

Stanica	Obdobie	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Rok	IV. – IX.	X. – III.
Humenné	2002	21,0	16,1	26,2	13,1	76,1	59,7	79,4	85,8	64,2	107,9	28,8	27,0	605	473	734
	2003	44,3	29,5	10,2	33,4	66,9	47,7	55,4	51,4	93,6	107,6	36,4	39,6	616	423	852
	2004	48,2	77,1	30,4	52,1	58,5	71,7	220,7	128,1	49,9	51,2	65,7	19,5	873	580	1103
	2005	32,2	48,3	10,7	85,7	150,2	81,7	62,6	181,2	69,9	9,8	25,0	67,6	825	555	1055
	2006	15,0	38,6	46,9	52,1	121,3	92,6	13,7	119,8	20,3	17,0	42,1	17,4	597	385	
Kamenica nad Cirochou	2002	18,1	20,8	28,1	13,5	62,2	64,9	123,1	75,6	66,2	116,9	30,9	22,0	642	509	762
	2003	36,5	21,4	10,2	35,0	71,4	34,5	35,4	66,7	89,9	87,0	30,8	38,6	557	385	77
	2004	35,0	68,7	31,4	49,1	74,5	93,2	207,4	129,8	63,3	64,1	62,3	16,6	895	632	1117
	2005	38,4	44,8	14,8	83,0	129,0	73,9	53,9	195,4	86,9	8,0	28,2	78,0	834	547	1096
	2006	6,1	41,3	61,4	53,0	119,3	121,4	5,2	145,6	28,3	21,9	49,3	15,8	669	442	
Remetské Hámre	2002	72,1	60,1	32,7	23,5	46,8	81,6	104,7	79,2	72,2	176,8	81,9	68,1	900	561	1130
	2003	77,9	18,5	20,5	41,1	62,1	20,5	57,2	66,9	96,9	173,1	50,9	89,1	775	477	1098
	2004	35,0	68,7	31,4	49,1	74,5	93,2	207,4	129,8	63,3	64,1	62,3	16,6	895	632	1117
	2005	38,4	44,8	14,8	83,0	129,0	73,9	53,9	195,4	86,9	8,0	28,2	78,0	834	547	1096
	2006	6,1	41,3	61,4	53,0	119,3	121,4	5,2	145,6	28,3	21,9	49,3	15,8	669	442	
Michalovce	2002	17,5	20,9	26,1	24,5	102,5	54,5	45,8	82,0	58,1	98,4	39,6	33,1	603	441	719
	2003	33,3	12,6	5,1	25,5	58,0	44,2	54,0	35,1	84,3	83,0	32,5	36,8	504	359	710
	2004	42,6	70,9	30,7	34,6	71,1	69,5	187,8	80,4	56,7	51,9	48,0	22,4	767	517	969
	2005	28,1	41,8	10,8	79,2	134,5	73,9	75,0	189,2	52,0	16,0	23,0	81,8	805	541	1086
	2006	15,7	55,0	61,8	58,9	92,9	88,4	12,7	144,7	3,5	25,5	34,6	19,8	614	368	
Snina	2002	23,3	21,5	20,9	21,3	40,7	60,0	125,2	87,5	70,2	116,8	51,7	37,5	677	500	830
	2003	35,8	22,3	10,3	31,8	51,3	39,3	44,9	51,9	81,6	96,1	40,8	51,0	557	365	814
	2004	45,0	80,0	30,0	55,0	85,0	95,0	141,2	148,3	57,9	88,5	69,4	15,0	910	616	1130
	2005	59,3	54,5	17,6	63,6	145,8	75,3	81,3	166,4	80,3	19,6	21,6	58,4	844	569	1071
	2006	10,6	37,9	55,3	54,5	114,8	125,1	25,4	149,9	28,2	25,0	68,6	22,6	718	468	
Sobrance	2002	30,2	40,2	26,9	20,7	49,8	104,8	46,3	98,8	65,8	100,6	49,5	43,6	677	466	831
	2003	56,6	15,9	17,7	27,5	44,3	41,0	107,7	21,8	87,9	93,4	35,9	42,4	592	396	807
	2004	63,3	76,5	25,7	34,7	75,2	58,6	84,8	77,0	68,4	58,4	62,3	42,1	727	422	978
	2005	58,7	54,9	18,2	73,2	156,6	56,5	55,8	127,3	65,4	13,5	30,3	104,0	814	475	1140
	2006	21,7	67,8	80,8	43,1	106,5	78,0	2,0	161,7	9,0	36,1	57,5	28,6	693	393	

Tab. 3a. Priemerná teplota vzduchu (°C) za obdobie 1951 – 1980 (SHMÚ, 1991).

Stanica	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Rok
Kamenica nad Cirochou	-3,5	-1,3	3,0	8,9	13,6	17,2	18,5	17,7	13,7	8,6	4,1	-0,7	8,3
Michalovce	-3,1	-0,8	3,7	9,8	14,8	18,3	19,7	19,0	14,8	9,5	4,3	-0,4	9,1

Tab. 3b. Priemerná teplota vzduchu (°C) za obdobie výskumu 2002 – 2006 (SHMÚ).

Stanica	Obdobie	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Rok	IV. – IX.	X. – III.
Kamenica nad Cirochou	2002	-2,1	3,2	5,7	9,2	17,1	18,8	21,8	19,7	13,0	8,3	6,2	-3,7	9,8	16,6	0,9
	2003	-3,2	-4,8	2,3	8,8	17,4	19,2	20,4	20,3	13,3	6,6	6,4	-0,1	8,9	16,6	2,0
	2004	-3,9	-1,0	4,0	10,0	12,8	17,2	19,3	18,3	13,0	10,5	3,9	0,7	8,7	15,1	1,7
	2005	-1,9	-4,2	1,0	10,3	14,4	17,0	19,9	18,4	14,7	9,0	3,2	-0,6	8,4	15,8	0,9
	2006	-5,9	-2,4	2,0	10,4	13,8	17,6	21,3	18,2	14,8	9,9	5,6	2,7	9,0	16,0	
Michalovce	2002	-2,3	3,2	6,4	10,9	18,3	19,7	23,5	21,6	14,8	8,7	6,1	-2,6	10,7	18,1	1,5
	2003	-2,7	-3,6	3,3	9,8	18,8	20,7	21,5	22,0	15,0	7,4	6,5	-0,3	9,9	18,0	2,5
	2004	-3,3	-0,6	5,1	11,3	13,9	18,5	20,5	19,8	14,4	11,0	4,7	0,6	9,7	16,4	2,3
	2005	-1,4	-3,1	2,1	11,2	15,7	18,2	20,9	19,7	16,3	10,5	3,6	-0,2	9,5	17,0	1,7
	2006	-4,7	-1,9	2,9	11,5	15,1	19,6	22,9	18,9	17,0	11,0	5,9	2,6	10,1	17,5	

Tab. 4. Priemerné mesačné a ročné úhrny potenciálnej evapotranspirácie a evapotranspirácie za obdobia 1951 – 1980 (SHMÚ, 1991) a 1961 – 1990 (Tomlain, 1997)

Stanica	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	rok	IV. – IX.	X. – III.
Potenciálna evapotranspirácia (mm)															
Kamenica nad Cirochou (1951 – 1980)	1	6	33	65	93	112	116	94	59	35	12	2	628	539	119
Michalovce (1951 – 1980)	1	6	33	65	96	110	116	99	66	35	12	2	641	552	119
Kamenica nad Cirochou (1961 – 1990)	3	10	36	67	95	106	113	97	62	34	13	3	639	540	
Michalovce (1961 – 1990)	2	9	35	67	100	111	117	100	66	34	10	2	653	561	
Evapotranspirácia (mm)															
Kamenica nad Cirochou (1951 – 1980)	1	6	26	55	82	97	92	71	47	29	10	2	518	444	100
Michalovce (1951 – 1980)	1	6	22	48	72	80	90	65	41	20	7	2	454	396	86
Kamenica nad Cirochou (1961 – 1990)	2	8	28	54	81	88	86	70	44	25	10	3	499	423	
Michalovce (1961 – 1990)	1	7	26	52	79	78	73	60	39	21	7	2	445	381	

od miocénnej molasy. V regióne sa vytvorila asymetrická riečna sieť s prudkými severnými a pozvoľnými južnými tokmi. Asymetria spôsobuje, že väčšia časť územia je odvodňovaná južným smerom. Najväčšie toky tečúce južným smerom sú Trnavský potok, Kamenný potok, Sokolský potok, Jovsiansky potok, Porubský potok, Okna, Žiarovnica a Sobranecký potok. Najvýznamnejšie z potokov na severnom svahu pohoria sú Kamenica a Barnov. Najväčšie povodie má Kamenica (56,8 km²) a Okna (42,3 km²). Plochy povodi ostatných tokov sa pohybujú v intervale 2 – 5 km².

Podľa výsledkov prieskumu Baja et al. (1976) sú dlhodobé najnižšie prietoky v zimných mesiacoch (X. – I.), najvyššie prietoky pripadajú na jarné mesiace (III. – IV.) ako dôsledok topenia snehu. Najväčšie prietoky boli v rokoch 1971 – 1974, t. j. v čase realizácie prieskumu Baja et al. (1976), pozorované

na toku Kamenica (0,79 m³/s, r. 1972) a Okna (1,07 m³/s, r. 1972). Špecifické postavenie mal Barnov, ktorý vzhľadom na malú plochu povodia (9,7 km²) mal pomerne vysoký prietok ($Q_{priem} = 0,186$ m³/s, r. 1972).

V sledovaných vodomerných staniciach študovaného územia, resp. v jeho blízkosti, boli v roku 2003 zistené najnižšie prietoky v letných mesiacoch (VI. – IX.), na Laborci v jesenných mesiacoch (X. – XI.). Najvyššie prietoky sú v období topenia sa snehu v jarných mesiacoch (III. – IV., na Laborci II. – V.). V tab. 5 sú uvedené extrémne charakteristiky prietokov na vybraných tokoch sledovaného regiónu (Jovsa – Jovsiansky potok a Remetské Hámre – tok Okna), ako aj na hlavnom toku oblasti pod sledovaným územím (Michalovce – Laborec). V tab. 6 sú podané priemerné prietoky v jednotlivých mesiacoch roku 2003.

Dlhodobá charakteristika na tokoch Kamenica, Okna, Ptava a Porubský potok za roky 1931 – 1960 je uvedená v tab. 7.

Tab. 5. Extrémny prietok v tokoch na vybraných vodomerných staniciach (Blažkovičová et al., 2004).

Číslo SHMÚ	Stanica	Vodný tok	Plocha povodia [km ²]	Nadm. výška stanice	Q _{min} 2003	Q _{max} 2003	Q _{min}	Q _{max}	Pozorované obdobie Q _{min} a Q _{max}
9210	Kamenica nad Cirochou	Kamenica	60,21	191,33	0,172	8,910	0,009	51,900	1961 – 2002
9260	Jovsa	Jovsiansky potok	19,40	124,19	0,018	3,075	0,004	15,300	1970 – 2002
9290	Michalovce – Medveďov	Laborec	1 629,36	105,31	2,249	30,000	0,160	305,000	1955 – 2002
9340	Remetské Hámre	Okna – náhon	0,10	294,78	0,002	0,351	0,000	0,507	1955 – 2002
9350	Remetské Hámre	Okna	41,80	293,93	0,050	2,869	0,030	30,550	1955 – 2002

Vysvetlivky: Q_{min} – minimálny pozorovaný prietok (m³ · s⁻¹); Q_{max} – maximálny pozorovaný prietok (m³ · s⁻¹)

Tab. 6. Priemerné prietoky v jednotlivých mesiacoch roka 2003 (Blažkovičová et al., 2004).

DB číslo	Priemerný mesačný prietok v roku 2003 [m ³ · s ⁻¹]												Priemerný ročný prietok 2003
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	
9210	0,489	0,280	1,040	1,906	0,554	0,263	0,228	0,195	0,259	0,502	0,863	0,424	0,584
9260	0,087	0,068	0,474	0,531	0,122	0,027	0,025	0,022	0,043	0,251	0,318	0,196	0,181
9290	9,773	17,43	15,43	16,12	15,14	15,00	14,25	14,77	8,284	3,681	5,231	9,287	12,000
9340	0,012	0,004	0,052	0,096	0,048	0,023	0,011	0,008	0,019	0,037	0,012	0,033	0,030
9350	0,419	0,303	0,795	1,421	0,486	0,161	0,147	0,125	0,147	0,385	0,607	0,327	0,443

Tab. 7. Dlhodobá charakteristika prietokov vybraných tokov v období rokov 1931 – 1960 (SHMÚ).

Vodný tok	Miesto	Plocha povodia [km ²]	Priemerné ročné hodnoty					
			Zrážky [mm]	Straty [mm]	Odtok [mm]	Koeficient odtoku	Merný odtok [l · s ⁻¹ · km ⁻²]	Prietok [m ³ · s ⁻¹]
Porubský potok	ústie	72,69	752	591	161	0,21	5,09	0,37
Okna	Nová Rybnica	67,95	708	202	506	0,66	16,04	1,09
Ptava	ústie	36,06	750	296	454	0,37	14,42	0,52
Kamenica	ústie	62,43	834	501	333	0,40	10,57	0,66

2.4. GEOLOGICKÉ POMERY

2.4.1. Súčasný stav geologickej preskúmanosti územia

Sporadické geologické práce v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov sa urobili už koncom 19. storočia a začiatkom 20. storočia. Mali však len lokálny charakter. Intenzívnejší geologický výskum a prieskum sa začal až v druhej polovici 20. storočia.

Samostatné výskumy v oblasti Vihorlatských vrchov začali v 18. storočí a pokračovali s určitými prestávkami až do konca 20. storočia. Beudant (1822), Richthofen (1858 – 1860), Kreutz (1871) a Täuber (1913) sa zaoberali iba veľmi orientačne geologickou stavbou tohto vulkanického pohoria, ako aj vznikom a základnými petrografickými problémami eruptívnych hornín. Prvé syntetizujúce údaje o geologickej stavbe Vihorlatských vrchov, tektonike, stratigrafii, hydrogeológii a nerastných surovinách prinieslo až zostavenie prehľadnej geologickej mapy 1 : 200 000, listu Snina (Leško et al., 1964) a listu Košice-Zborov (Matějka et al., 1964). V 60. rokoch minulého storočia Slávik et al. (1969, 1970) šlichovou mineralogickou prospekciou začal systematický vyhľadávací geologický prieskum v tejto oblasti a zmapoval východnú časť Vihorlatských vrchov, ako aj príľahlú časť paleogénu na SV od vulkanického pohoria v mierke 1 : 25 000. Na styku Vihorlatských vrchov s flyšovými jednotkami prebehol aj vyhľadávací geologický prieskum (Džubera et al., 1966; Križani a Džubera, 1972). V oblasti Vihorlatských vrchov prebiehal v tomto období aj paleomagnetický výskum (Orlický et al., 1970). Ďalšie práce boli zamerané na riešenie stratigrafie (Gašpariková in Slávik et al., 1964; Gašpariková a Slávik, 1967) a tektoniky sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti (Leško a Slávik, 1969). Kvartérnym výskumom v celom jeho spektre sa zaoberali Ivan (1951), Leško (1954) a Slávik (1958), Baňacký a Krippel (1964), Baňacký (1967), Karniš a Kvitkovič (1970), Krippel (1971, 1986) a i.

Začiatkom 70. rokov 20. storočia vo Vihorlate začali realizovať rozsiahly geofyzikálny a geologický prieskum Filo a Pospíšil (1972), Filo et al. (1975), Orlický et al. (1970), Bodnár et al. (1994). V tomto období Bacsó (1979) predložil novú koncepciu geologickej stavby pohoria s jej prehodnotením v roku 1986. Celý rad prác bol venovaný zhodnoteniu metalogenetických pomerov v jednotlivých častiach pohoria (napr. Bacsó a Ďuďa, 1988).

Systematickejší geologický výskum Vihorlatských vrchov začal prebiehať až v posledných dvadsiatich rokoch minulého storočia. V roku 1984 Kaličiak et al. zostavili v mierke 1 : 100 000 štruktúrno-geologickú mapu a štruktúrno-vulkanologickú schému pohoria. V rokoch 1993 – 1996 nasledovalo základné geologické mapovanie v mierke 1 : 25 000. Jeho výsledkom boli práce z východnej časti (Kaličiak et al., 1994) a zo západnej časti Vihorlatských vrchov (Žec et al., 1996), ako aj regionálna geologická mapa s vysvetlivkami v mierke 1 : 50 000 (Žec et al., 1997).

Aj v období posledných rokov (2000 – 2006) prebiehal geologický výskum v oblasti Vihorlatských vrchov. Geotektonickou pozíciou východoslovenských vulkánov sa zaoberali Lexa a Kaličiak (2000) a vulkanologickou charakteristikou Vihorlatských vrchov zasa Žec (2000). Najnovšie poznatky z tejto oblasti boli zosumarizované v geologicko-náučnej mape Vihorlatských vrchov (Žec et al., 2001). Najnovšie poznatky paleomagnetického výskumu z oblasti vulkanitov Vihorlatských vrchov zhodnotil Túnyi et al. (2005). Geologickú, vulkanologickú a petrologickú charakteristiku andezitových dajok a nekov pri Ladomirove riešil Žec et al. (2005). V rokoch 2002 – 2005 prebiehalo v oblasti flyšového pásma magurskej jednotky geologické mapovanie v mierke 1 : 25 000. Jeho výsledkom boli geologické mapy spomínanej mierky (Žec et al., 2005a, b) a regionálna geologická mapa v mierke 1 : 50 000 (Žec et al., 2006) a vysvetlivky ku geologickej mape v mierke 1 : 50 000 (Žec et al., 2011).

2.4.2. Geologický vývoj a charakteristika litostratigrafických jednotiek

Regionálne geologické členenie

Z pohľadu regionálneho členenia (Vass et al., 1988) je masív vulkanitov Vihorlatských vrchov a Popriečneho reprezentovaný andezitovými stratovulkánmi, vulkánmi a komplexmi extruzívnych

telies vápenato-alkalickej povahy (starší sarmat – panón). V období stredného sarmatu bol formovaný komplex andezitových extruzívnych telies Vinné a ryodacitové teleso Beňatinská voda. Starší sarmat až mladší panón reprezentujú stratovulkány Morské oko, Diel a Popriečny, charakterizované celým radom formácií. Menšími stratovulkanickými štruktúrami sú Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat. Najmenšou vulkanickou štruktúrou je vulkán Kamienska, ktorý vystupuje na severozápadnom okraji Vihorlatských vrchov.

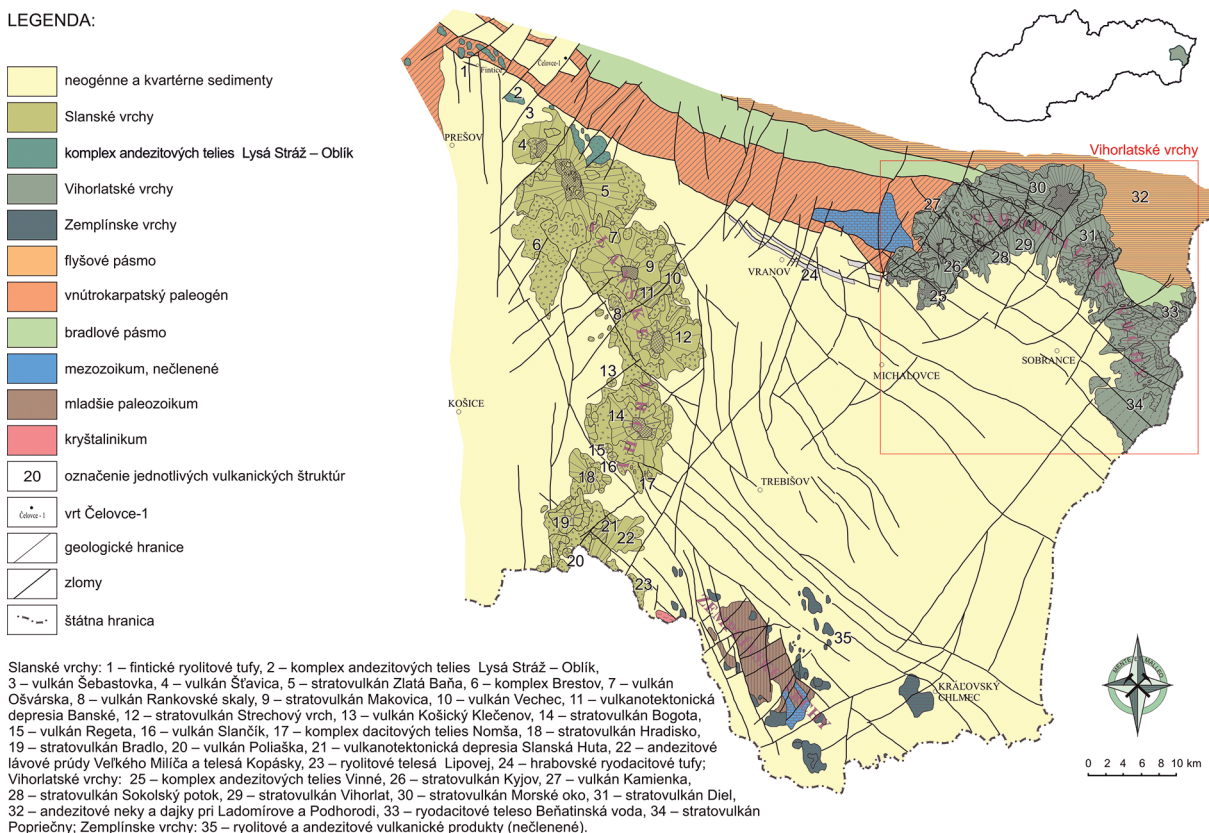
Kvartérny pokryv odráža geologickú stavbu predkvartérneho podložja, ale aj neotektonické pohyby. Kvartérne sedimenty vystupujú v horskej časti Vihorlatských vrchov, kde ich reprezentujú najmä hlinito-kamenité sedimenty pleistocénu a holocénu. V podhorskej časti Vihorlatských vrchov sú značne rozšírené pleistocénne deluviálno-fluviálne sedimenty, fluviálne, eolicko-deluviálne a proluviálne sedimenty.

Masív vulkanitov Vihorlatských vrchov (obr. 4, 5) reprezentujú monogenetické, polygenetické vulkány a komplexy extruzívnych telies a nekov (Žec et al., 1997, 2006). Všetky horninové typy Vihorlatských vrchov (Žec et al., 1997), tak andezity, ako aj ryodacity, majú subbalkalickú povahu, pričom reprezentujú najmä strednodraselné andezity. Tie zodpovedajú vápenato-alkalickému trendu.

Geologický vývoj

V priebehu egenburgu a otnangu sa začala vulkanická aktivita v strednej časti panónskeho bazéna, ktorá počas bádenu a sarmatu pokračovala v jeho severovýchodnej časti, t. j. aj v oblasti Vihorlatských vrchov. Aktivitu tohto areálneho typu dacitového až ryodacitového vulkanizmu (Lexa et al., 1993)

LEGENDA:



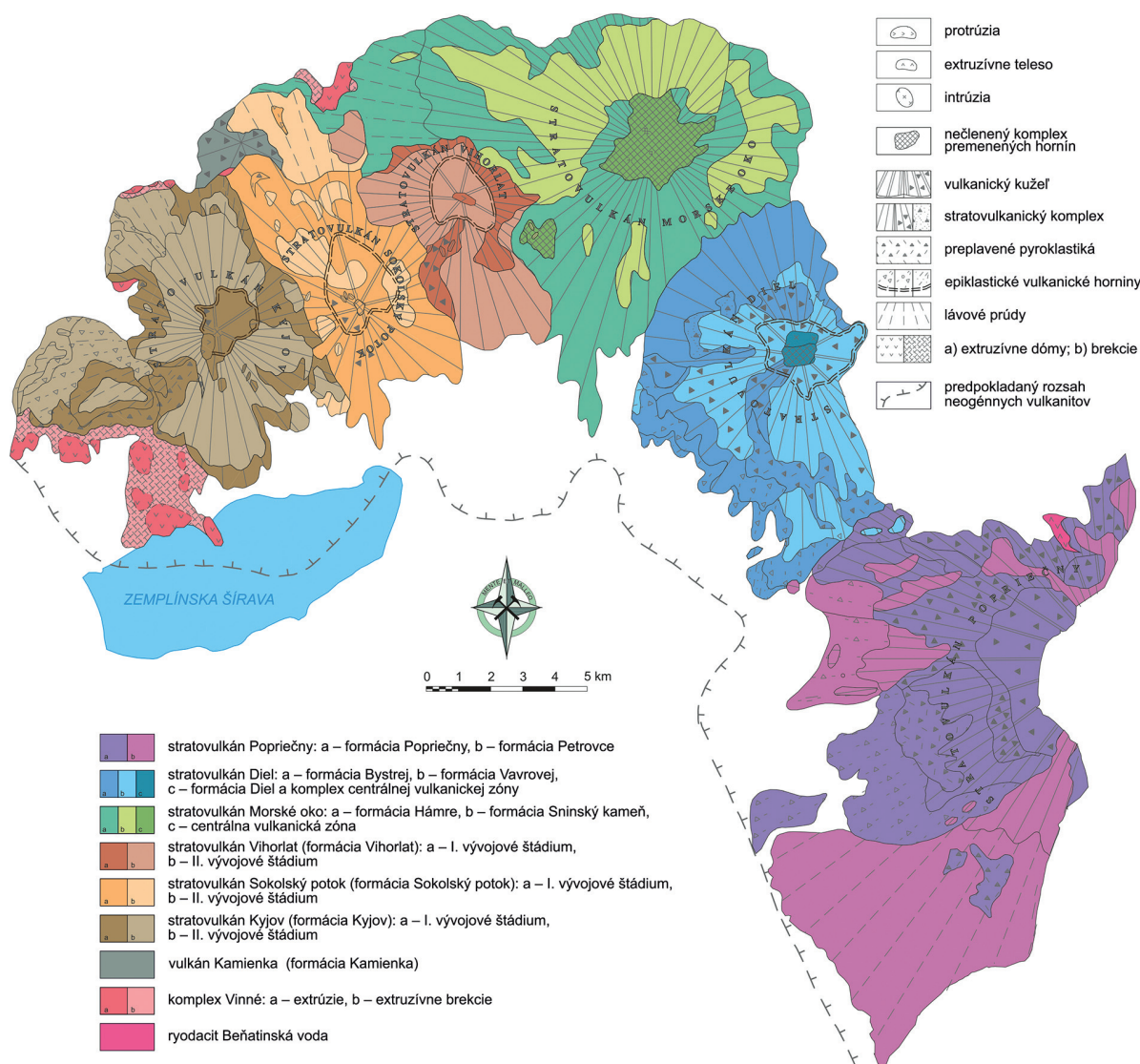
Obr. 4. Štruktúrnovulkanologická schéma východoslovenských neovulkanitov (Žec et al., 2001).

reprezentujú ryodacitové tufy, ktoré vystupujú na povrch západne od Vihorlatu pri Oreskom a SV od Sobraniec. Tieto ryodacitové tufy boli paralelizované s horizontom hrabovských tufov neskorobádenského veku (Slávik, 1969).

Etapa vulkanickej aktivity pokračovala v sarmate prienikom ryodacitových telies, ktoré prerážajú paleogénne sedimenty. Stratigrafická pozícia potvrdená rádiometrickým vekom s hodnotou $12,0 \pm 0,5$ Ma (in Žec et al., 1997) zaraďuje tieto prieniky ryodacitových telies na rozhranie stredného a neskorého sarmatu.

V období spodnej časti neskorého sarmatu pokračovanie vulkanickej aktivity charakterizujú morfológicky výrazné extruzívne telesá amfibolicko-pyroxénických andezitov vystupujúce na povrch s prechodmi do výrazných zón extruzívnych brekcií komplexu Vinné. Rádiometrický vek z extruzívnych telies amfibolicko-pyroxénických andezitov dokumentuje ich stratigrafickú pozíciu v súlade s biostratigrafickými údajmi dopĺňujúcimi stratifikáciu asociujúcich vulkanoklastík v podvihorlatskej oblasti.

Obdobie mladšieho sarmatu až staršieho panónu (obr. 6) dominantne reprezentujú andezitové stratovulkány. Všeobecným znakom tejto vulkanickej aktivity je prevažne explozívny začiatok vulkanickej aktivity s postupným narastaním efuzívnej aktivity, pričom zakončenie je charakterizované prienikmi intruzívnych telies. V priebehu už spomínanej explozívno-efuzívnej aktivity sa vytvorili dva výrazné reťaze andezitových stratovulkánov.



Obr. 5. Rozčlenenie jednotlivých vulkanických formácií stratovulkánov Vihorlatských vrchov (Žec et al., 2001).

Východná reťaz SZ – JV smeru zahŕňa morfológicky izolované stratovulkány Popriečny, Diel a Morské Oko. Vývoj jednotlivých stratovulkánov východnej reťaze sa začal explozívnu aktivitou v období neskorého sarmatu. Formáciu Dielu predstavujú najmä dajky, neky a extrúzie pyroxénicko-amfibolických andezitov. Komplex centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu zahŕňa intruzívne telesá dioritu/dioritového porfýru, alteráciou postihnuté horniny ekvivalentné formácii Vavrovej, ako aj mladšie dajky andezitov. Stratovulkán Morské oko reprezentuje formácia Hámre na báze, komplex centrálnej vulkanickej zóny a formácia Sninský kameň.

Západnú reťaz JZ – SV smeru tvoria morfológicky splyývajúce stratovulkány Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat po Morské oko, v oblasti ktorého sa vulkanické reťaze spájajú. Trochu excentricky vystupuje explozívny vulkán Kamienka, prekrytý produktmi efuzívnej aktivity stratovulkánov Kyjov, Sokolský potok a Morské oko. V stavbe andezitových stratovulkánov sa neprejavili výraznejšie etapy denudácie. O približne rovnakom čase vzniku všetkých vyčlenených andezitových stratovulkánov svedčia vzájomné vzťahy litofácií jednotlivých stratovulkánov, ktoré sa v miestach styku prstovite prekrývajú. Väčšinu z týchto stratovulkánov charakterizujú na báze produkty explozívnej aktivity ukladané do fluvialno-limnického prostredia, ktoré sú neskôr prekryté produktmi efuzívnej aktivity (dominantne ukladané v terestrickom prostredí).

Charakteristika litostratigrafických jednotiek

Neogén

Skorý bádén

Hrabovské ryodacitové tufy

Najstaršími vulkanickými horninami Vihorlatských vrchov sú ryodacitové tufy, ktoré vystupujú na ich JZ okraji, južne od obce Oreské, a sú ekvivalentom nižnohrabovských tufov. Sú jemnozrnné, prevažne aleuriticko-pelitické, svetlosivej až zelenkastej farby, dobre triedené. Litologicky sú tufy jemnozrnné, aleuriticko-pelitické, svetlosivej až zelenkavej farby. V spodnej časti polohy sú tufy stredno- až hrubozrnné, s fragmentmi pemzy, kryštáloklastov, biotitu a živcov. Zriedkavejšie sú zrná granátu. Primárny charakter tufov zastierajú procesy bentonitizácie a zeolitizácie. V tufoch sú hojné aj závalky ílov. Tenký horizont tufov bol zistený aj vrtom Petrovce-1 v južnej časti pohoria na báze vulkanitov spodného andezitového komplexu.

Stredný sarmat

Ryodacitové extruzívne teleso Beňatinskej vody

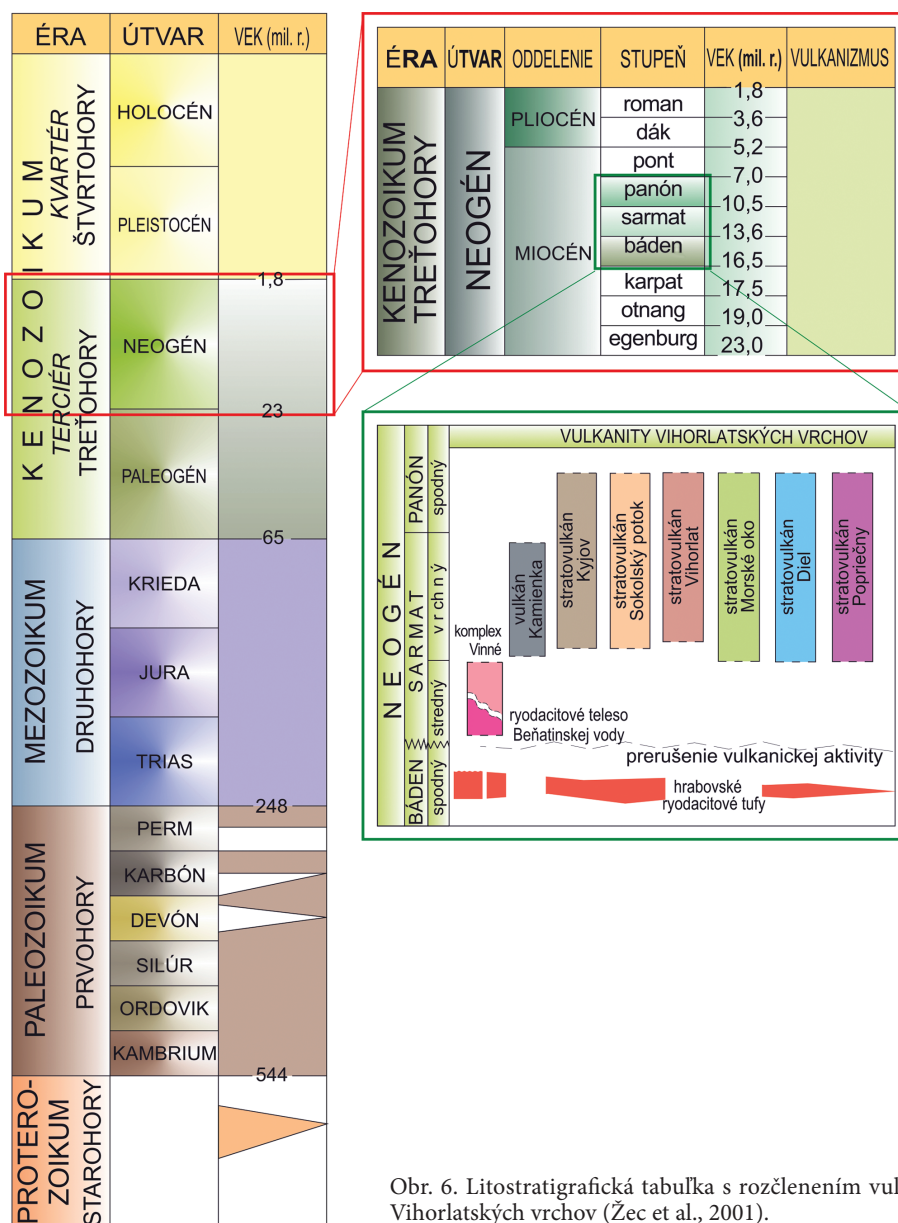
Východne od obce Beňatina, v zóne styku „beňatinského“ paleogénu a bradlového pásma, vystupuje na povrch extruzívne teleso ryodacitu, pretiahnuté v smere SZ – JV. Vo východnej časti je teleso čiastočne prekryté explozívno-efuzívnymi produktmi mladších sarmatských formácií stratovulkánu Popriečny. Ryodacit má hrubostlpcovitú odľučnosť s náznakom vejárovitej stavby, je svetlý a autometamorfovaný. V okrajovej časti telesa je ryodacit tmavý, s fluidálnymi štruktúrami (330°/90°). Na okraji telesa je vyvinutá brekcia tvorená úlomkami sklovitého ryodacitu a úlomkami paleogénnych sedimentov. Hornina je riedkoporfýrická s výrastlicami živcov a kremeňa, ojedinele biotitu. Sporadicky sa v hornine nachádza aj granát.

Komplex Vinné

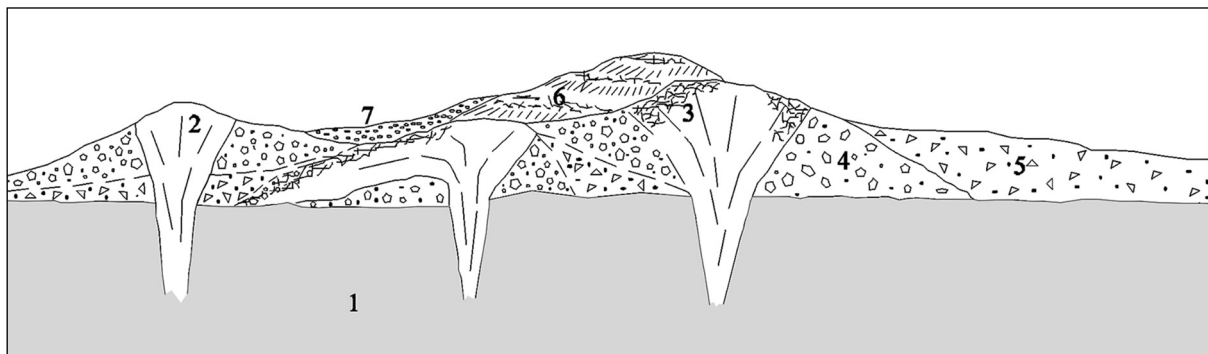
Komplex Vinné (obr. 7) reprezentujú najmä extruzívne telesá andezitov. Pomenovanie dostal podľa obce Vinné. Tieto extruzívne telesá vystupujú na báze vulkanického komplexu pri jeho juhozápadnom

okraji (v okolí obcí Trnava pri Laborci – Vinné – Kaluža), pri západnom až severozápadnom okraji (východne od obce Oreské, juhovýchodne od obce Ptičie, v záreze doliny potoka Konské, Suchý potok a Voňarský jarok). V nadloží je komplex Vinné prekrytý produktmi stratovulkánov Kyjov, Sokolský potok a Morské oko. V rámci komplexu sú zahrnuté extruzívne telesá amfibolicko-hypersténických (až hypersténicko-amfibolických) andezitov, augiticko-hypersténických andezitov, hypersténických andezitov s akcesorickým augitom a amfibolom a s nimi späté extruzívne brekcie. Extruzívne telesá tvoria morfoloicky nevýrazné formy, ktoré prevyšujú okolitý terén cca o 150 m, Veľký Senderov (310 m n. m.), Šutová (319 m n. m.), Viniansky hrad (325 m n. m.), Hôrka (228,4 m n. m.) a ďalšie menšie vrcholy.

Andezitové extrúzie tvorí masívny sivý až hnedastý porfýrický andezit s hruboblokovitou odľučnosťou. V dôsledku autometamorfných premien nadobúda zelenkavé odtiene. Andezitové brekcie tvoria široké zóny pri okrajoch extruzívnych telies, s ktorými sú späté postupnými prechodmi. Rozmery blokov výrazne varírujú od niekoľko dm do niekoľko m. Obmedzenie blokov je často neostré, splývavé s matrixom, zrnitej až lávovej povahy. Orientácia blokov je chaotická. S narastajúcou vzdialenosťou od extruzívnych telies narastá objem zrnitého matrixu a extruzívne brekcie prechádzajú do uloženín typu hrubých až blokových brekcií epiklastického typu.



Obr. 6. Litostratigrafická tabuľka s rozčlenením vulkanickej aktivity Vihorlatských vrchov (Žec et al., 2001).



Obr. 7. Schéma stavby vinianskeho komplexu (Žec et al., 1997). 1 – podložie vinianskeho komplexu (molasové sedimenty); 2 – masívne časti extruzívnych telies s blokovitou odlučnosťou; 3 – extruzívne brekcie s lávovým matrixom; 4 – hrubé extruzívne brekcie s klastickým materiálom; 5 – redeponované vulkanoklastiká; 6 – lávové prúdy leukokratických pyroxénických andezitov stratovulkánu Kyjov; 7 – epiklastické sedimenty stratovulkánu Kyjov.

Na geologickej stavbe vinianskeho komplexu sa zúčastňuje viacero petrografických typov hornín, ktorých spoločným znakom sú najmä premeny autometamorfného typu, prejavujúce sa hematitizáciou mafických minerálov a v menšej miere aj chloritizáciou a rekryštalizáciou základnej hmoty.

Neskorý sarmat

Pyroklastický vulkán Kamienska (formácia Kamienska)

Relikty monogenetického vulkánu Kamienska sú situované v severozápadnom cípe Vihorlatských vrchov. Štruktúra vulkánu je odkrytá hlbokým erozívnym zárezom doliny riečky Kamenica. Pyroklastické produkty vystupujú na obidvoch svahoch doliny. Prevažná časť vulkánu vrátane prírodového systému je odkrytá na južných svahoch k. Ostrá Stráň (492,4 m). V nadloží sú pyroklastické produkty prekryté lávovými prúdmi stratovulkánov Morské oko, Sokolský potok a Kyjov. *Centrálna vulkanická zóna* zahŕňa prírodové systémy (neky, dajky) a uloženiny autochtónnych hruboblokových chaotických brekcií v ich bezprostrednom okolí na južnom svahu k. Ostrá stráň (492,4 m). *Prechodná a periférna vulkanická zóna* je zachovaná v doline potoka Kamenica, ale vo väčšej miere je prekrytá efuzívnymi produktmi stratovulkánov Kyjov a Sokolský potok.

Na stavbe vulkánu Kamienska sa podieľajú prevažne dva typy drobno- až strednoporfýrických pyroxénických andezitov identifikované v pyroklastikách, a to augiticko-hypersténického andezitu s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty a augiticko-hypersténického andezitu s pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty. Vo forme fragmentov pyroklastickej brekcie v jednej lokalite sa v rámci vulkánu Kamienska zistili aj „cudzorodé“ horniny, a to: vápenato-alkalické bazalty a amfibolicko-hypersténické andezity.

Neskorý (stredný?) sarmat – skorý panón

Stratovulkán Kyjov (formácia Kyjov)

V rámci reťazca neskorosarmatských stratovulkánov predstavuje najzápadnejšie situovaný polygenetický vulkán, ktorého produkty v súčasnom zreze sú rozšírené na ploche zhruba 90 km². Stratovulkán je rozčlenený na celý rad chrbtov a plochých vrcholov podľa ôsmich zhruba radiálne orientovaných dolín (vzhľadom na pozíciu vrcholu Kyjova).

Vulkanické produkty kyjovského stratovulkánu sú pri severozápadnom okraji uložené sčasti na mezozoiku (humenské mezozoikum), na vnútrokarpatskom paleogéne a taktiež na sedimentoch bádenu a karpatu, vystupujúcich južne od obce Oreské. Pri juhozápadnom, západnom a severozápadnom okraji, v bezprostrednom podloží hornín kyjovského vulkánu, sú nesúvisle zachované relikty extruzívneho vulkanizmu Vinianskeho komplexu (stredný sarmat). V smere na juh je pokračovanie vulkanickej

stavby Kyjov prekryté sedimentmi neogénnej panvy. Pri severnom okraji vystupuje denudovaný relikt pyroklastického vulkánu Kamienka a litofaciálne členy formácie Hámre, stratovulkánu Morské oko. Pri východnom okraji sú produkty stratovulkánu Kyjov v zložitom styku s produktmi vulkánu Sokolský potok. Pritom vystupujú nielen v ich nadloží (v doline Suchého potoka), ale sú týmito produktmi aj prekryté (chrbát s kótou 381,4 m pri juhovýchodnom okraji vulkánu). Uvedené skutočnosti poukazujú na blízke časové vzťahy vo vývoji obidvoch stratovulkánov, prípadne ich synchronný vývoj.

V rámci stavby stratovulkánu bola vyčlenená centrálna, prechodná (proximálna) a periférna (distálna) vulkanická zóna. Centrálna vulkanická zóna (CVZ) zahŕňa oblasť s výstupom intruzívno-extruzívnych telies v závere dolín na juhozápadnom a južnom svahu stratovulkánu Kyjov (pod kótou 821,0 m n. m.) a relikt pyroklastického kužeľa, ktorého materiál je identifikovaný v oblasti severných a severozápadných svahov vrcholu Kyjova (kóta 521,0 m n. m.) a v sedle medzi kótou Čierna hora (742,5 m n. m.). Predpokladaný pyroklastický kužeľ je prekrytý komplexom lávových prúdov a rozrušený výstupom extruzívnych telies. Do komplexu CVZ patria lávové prúdy prekryvajúce pyroklastický kužeľ. Charakteristickými znakmi sú ich relatívne menšia hrúbka, výraznejšia brekciácia a vezikulácia a periklinálny úklon (8 – 15°). Pri okrajoch CVZ vystupujú dajkové telesá, a to najmä na chrbte Tomášov vrch (k. 468,2 m n. m.). Horniny v oblasti výstupu intruzívnych telies sú postihnuté hydrotermálnymi premenami (prevláda chloritizácia). Prechodná vulkanická zóna (proximálna zóna) zahŕňa prevažnú časť vulkanickej stavby. Dominantnou zložkou sú lávové prúdy. Všetky horniny môžeme v podstate klasifikovať ako pyroxénické andezity. Na základe petrografických rozborov a detailného pozorovania zmien štruktúr základnej hmoty v rámci stratovulkánu Kyjov definujeme dve vývojové štádiá (tie sa však aj navzájom prelínajú, a preto sú niekedy ťažko rozlíšiteľné):

Pre prvé vývojové štádium sú charakteristické pomerne monotónne strednoporfýrické, ojedinele aj drobnoporfýrické pyroxénické andezity s mikrolitickou alebo mikropoikilitickou základnou hmotou. Vďaka erózii vystupujú v centrálnej časti stratovulkánu. V jeho okrajových častiach sú prítomné len na báze vulkanitov stratovulkánu. Horniny sú porfýrické, s výrastlicami zonálneho plagioklasu, hypersténu a augitu. Výrastlice sú uložené v základnej hmote mikrolitickej, mikropoikilitickej, ojedinele aj hyalopilitickej štruktúry, zloženej zo živcov, kremeňa, pyroxénu, magnetitu a variabilného množstva skla. Z hľadiska veľkosti a zastúpenia výrastlíc sú rozlíšené tri skupiny andezitov, a to drobnoporfýrické, strednoporfýrické a hruboporfýrické.

Pre druhé vývojové štádium sú charakteristické drobno- až hruboporfýrické pyroxénické andezity s pilotaxitickou (a ojedinele až pilotaxiticko-trachytickou) štruktúrou základnej hmoty. Horniny druhého štádia budujú najmä okrajové a vyššie časti stratovulkánu, s výnimkou jeho centrálnej časti, kde erózia obnažila produkty prvého vývojového štádia. Horniny sú porfýrické, s výrastlicami plagioklasu, hypersténu a augitu v základnej hmote hyalopilitickej, pilotaxitickej alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickej štruktúry, zloženej z plagioklasu, pyroxénu, magnetitu, draselného živca a kremeňa. Z hľadiska zrnitosti a zastúpenia výrastlíc rozlišujeme tri skupiny andezitov s pilotaxitickou až mikropoikilitickou základnou hmotou a jednu skupinu s pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty.

V oblasti prechodnej vulkanickej zóny (PVZ) lávové prúdy nadobúdajú výraznejšiu hrúbku (priemerne 25 – 60 m) a sú uložené pod miernejším úklonom (5 – 8°). V typickom priereze lávového prúdu je na báze pásma brekciácie a vezikulácie v šírke do 0,5 – 1 m, strednú časť prúdu predstavuje masívny andezit s blokovou odlučnosťou (pri báze doskovitá odlučnosť paralelná s bázou) a vo vrchnej časti je opäť pásma napenenia a brekciácie. Vulkanoklastické horniny, v rámci PVZ zastúpené redeponovanými pyroklastikami a epiklastickými brekciami, vystupujú najmä v spodných až bazálnych úrovniach vulkanického komplexu.

Periférnu vulkanickú zónu v západnej časti stratovulkánu reprezentuje prevaha litofácií epiklastických hornín (drobné až hrubé konglomeráty, epiklastické brekcie) a súvrstvia redeponovaných pyroklastík (oblasť svahov doliny Trnavského potoka). Litofácie epiklastických hornín majú najčastejšie charakter gravitačných prúdov (najmä úlomkových prúdov), pričom ich sedimenty sú charakteristické podpornou štruktúrou matrixu, ale aj klastov. Zrnitostne sú polymodálne aj bimodálne, normálne aj reverzne gradované. Sporadicky sú prítomné relikt lávových prúdov s charakteristickým plochým uložením bázy. Pôvodný rozsah faciálnych komplexov periférnej vulkanickej zóny v smere na SZ, S a JZ bol odstránený v priebehu postvulkanickej denudácie a je prekryté mladšími sedimentmi Východoslovenskej panvy.

Stratovulkán Sokolský Potok (formácia Sokolský potok)

V severnej časti sú produkty vulkánu Sokolský potok uložené v nadloží komplexu Vinné (severný okraj pohoria), v nadloží spodnej formácie Hámre stratovulkánu Morského oka a pyroklastického vulkánu Kamienska (zárez doliny potoka Kamenica). Charakter styku s vulkanickými produktmi stratovulkánu Vihorlat pri východnom okraji poukazuje na relatívne mladšiu pozíciu produktov Vihorlatu v počiatočnom období, resp. až na synchronnosť vývoja obidvoch vulkánov s tendenciou pretrvávania aktivity Vihorlatu do mladších období. V smere na juh je pokračovanie vulkanickej stavby Sokolského potoka prekryté sedimentmi neogénnej panvy.

V oblasti centrálnej vulkanickej zóny (CVZ), situovanej do priestoru južne od k. 784,4 Rozdielna a do záveru doliny Sokolského potoka, vystupujú relikt pyroklastického kužela (medzi k. 784,4 m n. m. a k. 665,6 m n. m. Ostrý vrch) a roj andezitových dajok s radiálnou orientáciou. Horninový komplex v závere doliny Sokolského potoka a na svahu pod k. 615,4 m n. m. je postihnutý hydrotermálnymi premenami (propylitizácia a argilitizácia). Lávové prúdy v blízkosti pyroklastického kužela sú periklinálne uložené s úklonom bázy 15 – 25°.

Prechodnú vulkanickú zónu (PVZ) dominantne budujú lávové prúdy s úklonom 5 – 10° v smere od centrálnej vulkanickej zóny (CVZ). Pri severnom okraji vulkánu sú lávové prúdy mladšej etapy uložené na plochom reliéfe, resp. v plytkej depresii orientovanej v smere na sever. V južnej časti vulkanickej stavby lávové prúdy s pomerne strmým úklonom 15 – 20° pokračujú do priestoru neogénnej panvy, kde sú prekryté mladšími neogénnymi sedimentmi. Lávové prúdy tvoria ploché doskovité až jazykovité telesá. V blízkosti centrálnej zóny na svahoch primárneho kužela sú lávové prúdy relatívne málo hrubé a často výrazne zbrekčovatené. Uloženie je periklinálne (s úklonom 15 – 25°). S narastajúcou vzdialenosťou od centrálnej vulkanickej zóny sú lávové prúdy hrubšie, pri úpätí primárneho svahu dosahujú hrúbku priemerne 25 – 30 m, ojedinele 50 – 60 m. V bazálnej a vrchnej časti sú často zbrekčovatené.

Pyroxénické andezity s mikrolitickou alebo mikroliticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty vystupujú najmä v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu, v menšej miere aj v rámci jeho plášťa. Vzhľadom na ich pozíciu v stavbe stratovulkánu môžeme predpokladať, že predstavujú najmä staršiu etapu jeho vývoja („prvé štádium“), objavujú sa však aj v strednej pozícii (a ojedinele aj vrchnej) spolu s andezitmi s pilotaxitickou alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty. Horniny sú porfýrické, s výrastlicami plagioklasu, hypersténu a augitu v základnej hmote jemnomikrolitickej, mikropoikilitickej, ojedinele aj hyalopilitickej štruktúry, zloženej zo živcov, kremeňa, pyroxénu, magnetitu a variabilného množstva skla.

Periférna vulkanická zóna v typickom vývoji, ako je to v prípade vulkánu Kyjov, nie je zachovaná. Náznak vývoja periférnej zóny je možné pozorovať len pri severnom okraji vulkánu, kde je efuzívny komplex uložený v nadloží pemzových tufov a epiklastík, ktoré indikujú prítomnosť plochého reliéfu s fluvialno-limnickou sedimentáciou pri úpätí vulkanického svahu.

Stratovulkán Vihorlat (formácia Vihorlat)

Stratovulkán je definovaný periklinálnym uložením lávových prúdov (obr. 8) okolo centrálnej protrúzie (tholoidu ?) v oblasti vrcholu Vihorlat (k. 1075,4 m). Zárezom Jovsianskeho potoka je sčasti odkrytý relikt pyroklastického kužela preniknutý andezitovými dajkami, ktoré môžu predstavovať oblasť prívodových systémov.

Prechodnú vulkanickú zónu (stratovulkanický plášť) dominantne budujú lávové prúdy s periklinálnym úklonom 15 – 20°, s postupným zmierňovaním úklonu v smere k okrajom stratovulkánu. Lávové prúdy tvoria ploché až jazykovité telesá s periklinálnym úklonom vzhľadom na pozíciu centrálnej vulkanickej zóny (predpokladaný pyroklastický kužel). Periklinálny úklon varíruje od 15 – 25° v blízkosti centrálnej vulkanickej zóny do 5 – 10° pri vonkajších okrajoch efuzívneho kužela. Lávové prúdy tvoria pyroxénické andezity. Z hľadiska petrografického zloženia a prevládajúcich štruktúr základnej hmoty rozlišujeme sporadicky zastúpené pyroxénické andezity s mikrolitickou alebo mikroliticko-mikropoikilitickou

štruktúrou základnej hmoty. Prevládajúce sú pyroxénické andezity s pilotaxitickou alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty a podstatne zastúpené pyroxénické andezity (až bazaltické andezity?) s pilotaxiticko-trachytickou až trachytickou štruktúrou základnej hmoty.

Pyroxénické andezity s mikrolitickou alebo mikroliticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty vystupujú sporadicky najmä vo východnej a severnej časti pláštá stratovulkánu. Vzhľadom na ich pozíciu v stavbe stratovulkánu predpokladáme, že predstavujú pravdepodobne relatívne staršiu etapu jeho vývoja (prvé „štádium“ vývoja). Vystupujú však aj spolu s andezitmi s pilotaxitickou alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty. Horniny sú porfýrické s výrastlicami plagioklasu, hypersténu a augitu. Pyroxény niekedy vytvárajú glomeroporfýrické zhluky s veľkosťou 2 – 4 mm.

Pyroxénické andezity s pilotaxitickou a pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty budujú väčšiu časť stratovulkánu s výnimkou jeho najmladších produktov. Predstavujú druhé „vývojové“ štádium stratovulkánu. Horniny sú porfýrické, s výrastlicami zonálneho bázičného plagioklasu An_{66-75} (ojedinele však bazicita dosahuje hodnoty až okolo An_{85}), hypersténu a augitu v základnej hmote hyalopilitickej, pilotaxitickej alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickej štruktúry, zloženej z plagioklasu (drobné lištičky), pyroxénu, magnetitu, draselného živca a kremeňa. Z hľadiska zrnitosti a zastúpenia výrastlíc rozlišujeme dve skupiny andezitov s pilotaxitickou až pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty a jednu skupinu s pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty.

Periférna vulkanická zóna sa nezachovala pravdepodobne v dôsledku výraznejšej exponovanosti vulkanickej štruktúry v porovnaní s eróziou (vyššia nadmorská úroveň).

Vulkanický komplex Vihorlatu je situovaný v nadloží produktov relatívne staršej štruktúry Morského oka. Vo vzťahu k stratovulkánu Sokolský potok sa produkty stratovulkánu Vihorlat javia ako synchronne, prípadne s náznakmi pretrvávania do mladších období. Vulkanická štruktúra ako celok je uklonená na juh (v súhlase s celkovým úklonom pohoria).

Stratovulkán Morské oko

Stratovulkán vystupuje v SV časti regiónu, SZ od stratovulkánu Diel. Je situovaný na krížení zlomového systému SZ – JV smeru, lokalizujúceho aj stratovulkány Diel a Popriečny, a zlomového systému SV – JZ smeru, lokalizujúceho stratovulkány Vihorlat, Sokolský potok a Kyjov. Pomenovanie dostal podľa jazera Morské oko, vystupujúceho v centrálnej depresii stratovulkánu.

Na severe a východe sú horniny stratovulkánu Morské oko v styku (v nadloží) s horninami paleogénu, čo podmieňuje rozsiahlu zosuvnú aktivitu. Produkty stratovulkánu Morské oko sú na západnom okraji uložené aj na extruzívnych telesách komplexu Vinné. V nadloží hornín stratovulkánu Morské oko sú uložené produkty stratovulkánov Sokolský potok a Vihorlat. Na JV strane, zhruba pozdĺž potoka Barlahov, sa stratovulkán Morské oko stýka so stratovulkánom Diel. Analýza sklonov lávových prúdov naznačuje aspoň sčasti prekrytie lávových prúdov stratovulkánu Diel lávovými prúdmi stratovulkánu Morské oko. V hlbšej úrovni predpokladáme aj prstovité prelínanie jednotlivých litofácií obidvoch vulkánov. V oblasti Remetských Hámrov sa litofácie stratovulkánu Morské oko ponárajú pod uloženiny kvartéru.

Z východnej a severnej strany je stratovulkán značne eróziou redukovaný – chýba distálna vulkanická zóna a proximálna vulkanická zóna je značne skrátaná. Redukciu vulkánu v tomto smere podmieňuje aj relatívny výzdvih v priebehu vulkanickej aktivity. Stratovulkán v dôsledku tohto výzdvihu bol už primárne asymetrický – väčšina produktov sa akumulovala v jeho rozsiahlejšej a subsidujúcej južnej časti. Tento fenomén zvyrazňuje aj eróziou zrez pred uložením hornín formácie Sninský kameň.

Na základe vykonanej štruktúrno-vulkanologickej analýzy v stavbe stratovulkánu rozlišujeme:

1. formáciu Hámre, ktorá predstavuje základ celej vulkanickej štruktúry – relikty prevažne efuzívneho stratovulkánu, drobno- až strednoporfýrických andezitov;

2. formáciu Sninský kameň, ktorá predstavuje produkty efuzívnej aktivity, prevažne stredno- až hruboporfýrických andezitov; diskordantne oproti podložnej formácii Hámre indikuje variabilný eróziou zrez pred uložením tejto formácie;

3. komplex centrálnej vulkanickej zóny, ktorý predstavuje súbor ložných a diskordantných intravulkanických intrúzií vrátane reliktov vulkanických hornín spodnej štruktúrnej etáže, areálne

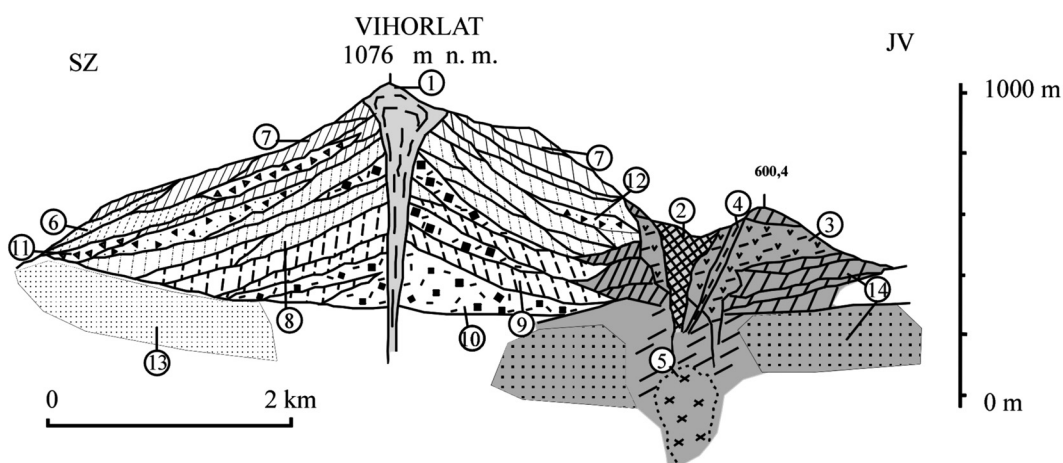
postihnutý propylitizáciou; ložné intrúzie sa prednostne umiestňovali medzi vulkanický komplex a predvulkanické podložie.

Formácia Hámre je charakterizovaná najmä produktmi efuzívnej aktivity – lávovými prúdmi strednoporfýrických pyroxénických andezitov. Explosívna aktivita je doložená najmä v spodnej bazálnej časti nesúvislou polohou redeponovaných tufov. Sporadicky vystupujú relikty pemzových tufov okrem bázy formácie Hámre aj v jeho nadloží, ako aj na báze vrchných prúdov bazaltických andezitov. V závere dolín Porubského potoka sú horniny formácie Hámre postihnuté hydrotermálnymi premenami rôznej intenzity. Najvýraznejšou premenou je chloritizácia hrubých výrastlíc, tmavozelené sfarbenie horniny s čiastočnou rekryštalizáciou základnej hmoty.

Produkty efuzívnej aktivity predstavujú prevažnú časť formácie. Reprezentujú ich lávové telesá, ktoré najmä v južnej časti tvoria doskovité formy, uklonené cca 10° na juh pri hrúbke 15 – 20 m. Na nižších úrovniach narastá ich hrúbka až na 60 – 80 m. V severnej a západnej časti hrúbka lávových prúdov narastá tiež do 80 m. Lávové prúdy pyroxénického andezitu predstavujú hrubý komplex pokračujúci pri severnom okraji pohoria v smere na západ. Lávové prúdy tvoria doskovité až jazykovité telesá priemernej hrúbky 15 – 20 m. V spodnej a vrchnej časti sú výrazne napenené až zbrekčovatené. Pôvodný úklon lávových prúdov je modifikovaný celkovým úklonom pohoria v smere na juh, t. j. v smere do neogénnej panvy. V smere na západ sa vyrovnáva primárny úklon súčasne s narastaním hrúbky jednotlivých prúdov do 30 – 50 m.

Komplex lávových prúdov je generálne uklonený $15 - 20^\circ$ v smere na JZ. Pri styku s paleogénnym podložíom (najmä v severnej časti) dochádza k ich gravitačným deformáciám. Lávové prúdy majú prevažne charakter blokových lát. Vnútorým usporiadaním sú obyčajne masívne, s vyvinutou najmä doštičkovou a menej už blokovitou odlučnosťou. Fenomén autobrekciacie je vyvinutý v obmedzenej miere. Lávové brekcie sú prítomné v relatívne malej hrúbke. Sú prevažne zoxidované, pórovité, chaotické, blokového typu, s fragmentmi veľkosti do 50 – 100 cm v netriedenom drvenom matrice. Ojedinele, najmä na báze formácie, sklovitejší charakter fragmentov indikuje možný prechod k hyaloklastitovým brekciám. Základnými fyzikálnymi komponentmi lávových prúdov sú porfýrické výrastlice a mikrovýrastlice, a to najmä plagioklasy a pyroxény euhedrálneho až subhedrálneho obmedzenia. Porfýrické výrastlice tvoria približne 20 – 35 % horniny.

V rámci **formácie Sninského kameňa** na základe litológie a petrografie boli rozlíšené rozsiahlejšie a hrubšie lávové prúdy prevažne hruboporfýrických pyroxénických andezitov v jej spodnej časti a relatívne tenšie lávové prúdy stredno- či drobnoporfýrických pyroxénických andezitov až bazaltických andezitov vo vrchnejšej časti formácie. Len v S a V svahoch kóty Nežabec vystupujú tieto variety aj v spodnejšej časti komplexu.



Obr. 8. Stavba vulkanického kužeľa a JV sektora prechodnej vulkanickej zóny stratovulkánu Vihorlat (Žec et al., 1997). 1 – centrálna protrúzia pyroxénického andezitu; 2 – silicifikácia a sekundárne kvarcity; 3 – propylitizované andezity a andezitové porfýry; 4 – dajka pyroxénického andezitu; 5 – intrúzia dioritového porfýru; 6, 7, 8, 9 – lávové prúdy (nerozčlenené); 10 – autochtónne pyroklastiká; 11 – epiklastické brekcie; 12 – redeponované pyroklastiká; 13 – vulkanické produkty stratovulkánu Sokolský potok; 14 – vulkanické produkty stratovulkánu Morské oko.

Formácia Sninský kameň má charakter efuzívneho „komplexu“ – až na sporadický výskyt redeponovaných pyroklastík najmä na báze formácie ju tvoria len lávové prúdy. V jej spodnej časti prevládajú rozsiahlejšie lávové prúdy hruboporfýrických pyroxénických andezitov. Tieto lávové prúdy sú spravidla nad bazálnou brekciou hrúbky 1 – 3 m budované tmavým doskovitým laminovaným andezitom, ktorý vyššie prechádza do andezitu s blokovou odlučnosťou. V hornej časti prúdov pozorujeme prechod do pórovitého andezitu a pórovitých blokových lávových brekcií, ktoré sú v dôsledku oxidácie červenohnedé až červené. Celková hrúbka jednotlivých prúdov sa pohybuje v rozmedzí 20 – 100 m.

Lávové prúdy vo vrchnej časti formácie majú prevažne menšiu hrúbku, 10 až 30 m, čo zodpovedá vcelku bázickejšiemu zloženiu týchto prúdov. Nižšia viskozita prúdov sa prejavuje aj vo vývoji lávových brekcií, ktoré majú troskovo-blokový až troskovitý charakter.

Stratovulkán Diel

Stratovulkán Diel predstavuje výrazný morfológický prvok v stavbe územia, ktorý tvorí rozhranie medzi Východoslovenskou nížinou a Beskydským predhorím. Najvyššiu nadmorskú výšku, okolo 800 m, dosahujú chrbty Diel, Veľká Vavrová a Lazy. Stratovulkán člení hlboké údolia s radiálnou orientáciou vzhľadom na centrálnu vulkanickú zónu, ktorá je situovaná v kotlovitej depresii v závere doliny Levková.

Litologicko-petrografické aspekty a úložné pomery lávových prúdov a vulkanoklastík umožňujú vyčleniť nasledujúce formácie:

1. formácia Bystrej (spodná „štruktúrna etáž“), reprezentujúca I. etapu vo vývoji vulkánu, charakterizovanú aktivitou dominantne strednoporfýrických pyroxénických andezitov; formácia leží priamo na podloží a má v severnej časti stratovulkánu dominantne efuzívny charakter, zatiaľ čo v južnej časti stratovulkánu prevládajú redeponované pyroklastiká a epiklastiká;

2. formácia Vavrovej (vrchná „štruktúrna etáž“), ktorá nasadá na značne denudovaný (najmä v centrálnej zóne) a erozívne modelovaný povrch formácie Bystrej; pre formáciu sú charakteristické hruboporfýrické pyroxénické andezity so sporadickým zastúpením leukokratných a bazaltických andezitov, indikujúce výraznejšie diferenciacné procesy;

3. formáciu Diel (najmladšie produkty stratovulkánu) reprezentujú len niekoľko lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov, nasadajúcich opäť na denudovaný povrch formácie Vavrovej – a to takmer do úrovne intravulkanických intruzív;

4. komplex centrálnej vulkanickej zóny, ktorého jednotiacim prvkom je rozsah propylitickej premeny, zahŕňa intruzívne telesá dioritu/dioritového porfýru, alteráciou postihnuté horniny (ekvivalentné formácii Vavrovej) a mladšie dajky andezitov charakteru facií.

Úložné pomery hornín umožňujú v rámci vulkánu vyčleniť centrálnu vulkanickú zónu, charakterizovanú prítomnosťou intruzív, alterácií a reliktov vulkanického kužeľa (efuzíva a hrubé pyroklastiká), proximálnu vulkanickú zónu, charakterizovanú efuzívnym, resp. stratovulkanickým typom stavby, a distálnu vulkanickú zónu pozdĺž juhovýchodného okraja stratovulkánu, pokračujúcu JV smerom pod uloženiny kvartéru.

Stavba **formácie Bystrej** je priestorovo variabilná. Na povrch od centrálnej vulkanickej zóny v závere dolín Bystrá, Rybníčka a Cerkevka vystupujú lávové prúdy a prevažne hrubé pyroklastiká, v menšej miere redeponované tufy a pemzové tufy s periklinálnym úklonom 10 – 20°. Proximálna vulkanická zóna formácie v SV, S a SZ časti stratovulkánu má charakter efuzívneho komplexu s ojedinelými vložkami redeponovaných tufov/pemzových tufov a epiklastických vulkanických brekcií až redeponovaných pyroklastík. Jednotlivé lávové prúdy majú hrúbku od 20 do 60 m. Uloženie lávových prúdov je ovplyvnené celkovou tektonickou rotáciou (naklonením) vulkánu na západ, takže v súčasnosti nie je čisto periklinálne. V bazálnej časti formácie pozdĺž potoka Barlahov je uloženie subhorizontálne, vyššie lávové prúdy sú uložené so sklonom 10 – 15° na sever až západ. Proximálna vulkanická zóna formácie v JZ a J časti vulkánu má charakter stratovulkanického komplexu s prevládajúcimi vulkanoklastikami zastúpenými redeponovanými pyroklastikami a epiklastickými vulkanickými brekciami, v ktorých smerom od centra narastá stupeň opracovania a proporcia

konglomerátov, drobných brekcií a hrubých pieskovcov, ako aj vložiek redeponovaných tufov. Uloženie hornín je periklinálne, so sklonom od 5 do 15°. Distálna vulkanická zóna formácie je okrajovo vyvinutá pozdĺž JZ okraja stratovulkánu – jej pokračovanie do choňkovej depresie pod mladšie sedimenty je evidované geofyzikálnymi meraniami a vrtom CHJ-1 (Vass et al., 1984). Pre distálnu vulkanickú zónu sú charakteristické epiklastické vulkanické konglomeráty, pieskovce a siltovce, uložené prevažne vo fluvialnom prostredí.

Lávové prúdy formácie Bystrej majú malú až strednú hrúbku (20 – 60 m). V spodnej časti ich spravidla buduje doskovitý laminovaný andezit, v strednej časti majú doskovitú až blokovú odlučnosť, v hornej časti s prechodmi do zoxidovaných (červených, ružových, hnedých) pórovitých lávových brekcií blokového až troskovo-blokového typu. Leukokratné andezity na báze formácie a ich brekcie majú sklovitý charakter. Z petrografického hľadiska formáciu prevažne buduje uniformný strednoporfýrický hypersténicko-augitický andezit bohatý na pyroxény. V podstatne menšej miere pozorujeme obdobné andezity s menším zastúpením výrastlíc pyroxénov a plagioklasov. V doline Barlahov a Cerkevka vystupujú na báze leukokratné variety.

Pre **formáciu Vavrovej** sú charakteristické hruboporfýrické andezity s veľkými výrastlicami augitov, ako aj produkty ich frakcionárnej deformácie – leukokratné a bazaltické andezity, ktoré patria k najmladším horninám formácie.

Formáciu Vavrovej v centrálnej zóne budujú hrubé pyroklastiká a lávové prúdy s periklinálnym uložením so sklonom 15 – 30°, v proximálnej vulkanickej zóne prevažne lávové prúdy so sporadicky zastúpenými polohami redeponovaných pyroklastík.

K formácii Vavrovej možno priradiť aj dajky a neky pyroxénických andezitov. Lávové prúdy sú dominantným komponentom formácie. V centrálnej vulkanickej zóne vystupujú prúdy malej až strednej hrúbky (10 – 50 m), v proximálnej vulkanickej zóne aj prúdy veľkej hrúbky (do 50 – 70 m). Leukokratné a bazaltické andezity vytvárajú lávové prúdy menšej hrúbky. Charakter prúdov je obdobný ako pri formácii Bystrej, tzn. lávové brekcie sú pórovité, blokového až blokovo-troskového typu.

V závere doliny Levková na ploche cca 8 km² vystupuje **komplex centrálnej vulkanickej zóny**, tvorený komplexom propylitizovaných efuzívnych hornín (pyroxénické andezity), preniknutý intrúziou dioritového porfýru. Najmladší člen intruzívnej aktivity predstavujú dajky pyroxénických andezitov s premenlivým obsahom amfibolu, ktoré vo väčšine prípadov patria ku komplexu Diel. Dajky týchto andezitov v oblasti centrálnej vulkanickej zóny vystupujú vo vyšších úrovniach vnútorných svahov nad záverom doliny Levková. Dajky predstavujú smerovo orientované telesá s priemernou šírkou 5 – 12 m a sledovanou dĺžkou 80 – 100 m, ojedinele do 450 m. V niektorých prípadoch pozorujeme stĺpcovú odlučnosť s kolmou orientáciou na okolité horniny.

Formácia Diel predstavuje najmladšie produkty stavby stratovulkánu a tvoria ju len relikty lávových prúdov amfibolicko-pyroxénických andezitov. Pomenovanie dostala podľa kóty 891,9 m, Diel. K najmladším produktom patria aj dajky a neky pyroxénicko-amfibolických andezitov.

Kvartér

Kvartérne sedimenty sú rozšírené na celom území Vihorlatských vrchov. V dominantnej miere však pokrývajú hlavne podhorské stupne Vihorlatských vrchov, ako aj okolité kotliny. Na študovanom území bol vyčlenený celý rad genetických typov kvartérnych sedimentov (Baňacký in Žec et al., 1997), medzi ktorými dominujú najmä prolúviálne, deluviálne, fluviálne a aluviálne sedimenty. Sporadicky vystupujú eolicko-deluviálne, organické a organogénne sedimenty. Z prolúviálnych sedimentov sú najrozšírenejšie hlinito-piesčité štrky, resp. hliny a štrky náplavových kuželov často s balvanmi a blokmi andezitov (najmä v podhorí Vihorlatských vrchov). Z deluviálnych sedimentov sú to najmä kamenné moria, sutinové polia a blokoviská. Často sú prítomné aj kamenito-hlinité sedimenty, resp. hlinito-kamenito-balvanovité (soliflukčné) sedimenty, ktoré vystupujú na predhorí Vihorlatských vrchov. Fluviálne sedimenty sú charakterizované hlinito-ílovitými sedimentmi. Aluviálne sedimenty tvoria výplň korýt potokov a menších riek. Sporadicky vystupujúce organické sedimenty sa nachádzajú v centre Vihorlatských vrchov, kde vystupujú v rašeliniskách slatinné rašeliny. Organogénne sedimenty

vystupujú ojedinele v celom priestore Vihorlatských vrchov, pričom ich reprezentujú polohy (až kopy) sladkovodného vápenca až travertínu, ako aj penovca.

Koncom pliocénu sa plytké podvihorlatské jazero postupne menilo na prietočné s močiarimi a bažinami (Baňacký et al., 1987), pričom fytopaleontologické rozborы vzoriek poukazujú na pozvoľný prechod vrchnopliocénnych sedimentov do uloženín spodného pleistocénu. Erózne a denudačné procesy však odstránili veľkú časť jazerno-močiarných sedimentov. Miestami sa však zachovali iba sedimenty, ktorým v odnose zabraňovali morfológické terénne nerovnosti, napr. formujúca sa zalužická hrastová štruktúra (Baňacký et al., 1987). Na styku Humenských a Vihorlatských vrchov vo vrchnom pliocéne až spodnom pleistocéne sa vplyvom tektonickej poruchy tvorili travertíny. Intenzívnu denudáciu vulkanických štruktúr vystriedala (v mladšej fáze spodného pleistocénu) tvorba prolúvií, ktorých sedimenty vyplňali poklesávajúcu, napr. úbrežskú depresiu. Vývoj periglaciálnych kužeľov bol prerušený počas kromerského interglaciálu fluvialno-deluviálnym hlinito-ílovitým komplexom. V mindeli pokračovalo vyplňanie úbrežskej depresie prolúviami. Ďalšie prerušenie proluviálnych aktivít nastalo v holsteinskom interglaciáli, počas ktorého sedimentovali ílovito-hlinité, miestami organické komplexy. Najintenzívnejší rozvoj prolúvií prebiehal v rise, resp. vo vrchnom rise. V tomto období sa na Laborci a Ciroche tvorili fluvialne piesčité a štrkovité akumulčné terasy. V emskom interglaciáli prevládala fluvialno-organická sedimentácia. Proluviálna činnosť vo vrchnom pleistocéne bola oproti strednopleistocénemu vývoju na ústupe. Vytvárali sa menšie, prevažne typické vejárovité kužele hlinitého a hlinito-štrkovitého charakteru. Dochádzalo k resedimentácii (preplaveniu) koncových častí podvihorlatských kužeľov do fluvialnej podoby. Sporadicky na predhorí Vihorlatských vrchov, v jeho juhovýchodnej časti, eolicko-deluviálne procesy nahromadili hrubé pokryvy sprašovitých hĺn, ktoré v postsedimentárnom období podľahli dekalifikácii a v súčasnosti ich charakterizujeme ako sprašové hliny. V neskorom glaciáli (v allerödskom období) sa začala v širavskej prepadline tvorba rašelin a pokračovala v postglaciáli (Krippel, 1986). V mladšom arktickom období (mladý dryas) nastalo opäť ochladenie. Vo Vihorlate vznikli jazerá, ktoré sa začali zaplňovať organickým alebo anorganickým materiálom. Sú to rašeliniská Postavka, Hypkaňa a Ďurova mláka. Z tohto obdobia pravdepodobne pochádza jazero Morské oko. V holocénom období pokryli povodňové kaly würmské štrky dnovej výplne nív, výrazne sa tvorili kamence. V preboreáli nastalo definitívne oteplenie. Začiatkom staršieho atlantiku sa zvlhčenie prejavilo na poklese krivky *Corylus* v peľovom spektre rašeliniska Hypkaňa a vzostupom zrn AP. V mladšom atlantiku pretrvávalo vlhké podnebie so zvýšenými teplotami. V subboreálnom období mierne poklesla teplota, podnebie bolo oproti minulému obdobiu suchšie. V subatlantiku nastalo teplé a suché obdobie, možno pozorovať osídlenie územia človekom.

Podložie Vihorlatských vrchov

Na stavbe podložia vulkanitov (obr. 9) Vihorlatských vrchov (Žec et al., 1997) sa od JZ na SV zúčastňujú najmä neogénne sedimenty karpátu a bádenu (1), mezozoikum Humenských vrchov (2), sedimenty vnútrokarpatského paleogénu (3), čorštýnsky a kysucký sled bradlového pásma (4), sedimenty flyšového pásma magurského paleogénu (5).

1. Južne od mezozoika Humenských vrchov v oblasti obcí Oreské a Trnava pri Laborci, teda v podloží andezitových extruzívnych telies komplexu Vinné, vystupujú sedimenty karpátu (overené vrtom OV-1, JV od obce Oreské) a bádenu vrátane horizontu ryodacitových tufov. Sedimenty karpátu kladzianskeho súvrstvia sú charakterizované pestrými ílovcami so žilkami sadrovca. Sedimenty bádenu zastúpené nižnohrabovským súvrstviem a vranovským súvrstviem sú reprezentované striedaním pieskovca a ílovcov, hrabovskými redeponovanými ryodacitovými tufmi, ako aj ílovcami s polohami pieskovcov.

2. V západnej časti medzi obcami Oreské a Chlmec vystupuje mezozoikum Humenských vrchov, ktoré sa smerom na JV ponára pod vulkanické štruktúry Vihorlatských vrchov, a to až do priestoru Sobrance – Porúbka (overené vrtom J-2 pri obci Jovsa a vrtmi TMS-7, TMS-8 v oblasti Sobraneckých kúpeľov). Mezozoikum Humenských vrchov reprezentujú sekvencie od stredného triasu až do strednej kriedy a patrí k najvýchodnejšiemu segmentu vnútorných Západných Karpát. Reprezentuje fatrikum krížňanského príkrovu. Tektonicky sú sekvencie sformované do štyroch imbrikovaných šupín

VSV – ZJZ smeru (jasenovská, Klakočiny, Kocovo a šupina Hôrky), ktoré sú rytmicky porušené strmými, najmä S – J zlomami. Vystupujú v podloží, a to najmä v priestore extruzívnych telies komplexu Vinné a jednotlivých litofácií stratovulkánov Kyjov a Sokolský potok. V dôsledku aktivity jednotlivých tektonických štruktúr je mezozoikum Humenských vrchov v smere od SZ k JV rozsegmentované do jednotlivých krýh. Tie vystupujú v podloží v rôznych výškových úrovniach a jednotlivé sedimenty mezozoika boli zachytené už spomínanými vrtmi.

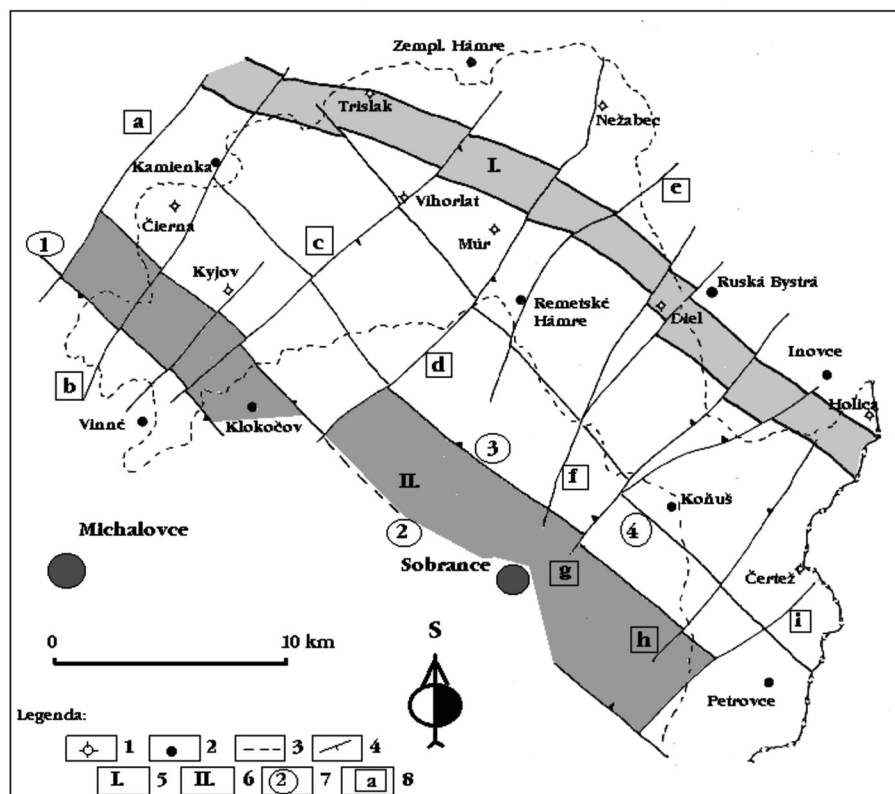
3. Južne od bradlového pásma vystupujú sedimenty vnútrokarpatského paleogénu reprezentované karbonátovými zlepenkami a pieskocami borovského súvrstvia, resp. ílovcami a pieskocami hutianskeho súvrstvia. Tieto sedimenty vystupujú v podloží, v severnej časti stratovulkánov Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat.

4. Bradlové pásmo v pruhu širokom niekoľko km vystupuje od Kamenice nad Cirochou po Beňatinu a Inovce a jednotlivé litofácie čorštýnskeho a kysuckého sledu vystupujú pod stratovulkánmi Morské oko, Diel a Popriečný. Kriedové sedimenty bradlového pásma boli overené vrtmi RH-5 a RH-7.

5. Severne od bradlového pásma vystupujú sedimenty flyšového pásma magurského paleogénu (Žec et al., 2006, 2011). Sedimenty krynickej čiastkovej jednotky magurského príkrovu reprezentované zlepenkami, pieskocami a ílovcami vystupujú v podloží stratovulkánov Morské oko, Diel a Popriečný. V priestore medzi Ladomirovom a Zemplínskymi Hámrami v oblasti výstupu andezitových nekov a dajok komplexu Ladomirov vystupujú sedimenty bystrickej a račianskej čiastkovej jednotky.

2.4.3. Geologicko-tektonická stavba územia

Dešifrovať geodynamiku vývoja jednotlivých vulkanických štruktúr Vihorlatských vrchov a, samozrejme, aj ich rozsah je možné až po poznaní hlavných črt morfoštruktúr podložia vo vzťahu



Obr. 9. Zjednodušená štruktúrna mapa podložia vulkanitov Vihorlatských vrchov a Popriečného (Žec et al., 1997). 1 – významnejšie kóty; 2 – vyznačené vybrané obce; 3 – hranice vulkanitov; 4 – smerný úklon zlomov; 5 – priebeh bradlového pásma; 6 – priebeh humenského mezozoika; 7 – významné pozdĺžne zlomové systémy; 8 – zlomy vrbnického zlomového systému. *Pozdĺžny zlomový systém:* 1 – krivoštiansko-sejkovský; 2 – humensko-sobrancecký; 3 – horniansky zlom; 4 – choňkovský. *Priečny zlomový systém:* a – oreský zlom; b – tarnovský zlom; c – klokočovský zlom; d – michalovsko-jovsanský; e – remetský; f – kúpeľný; g – choňkovský; h – monšielický; i – koromlianský zlom.

k jednotlivým zlomovým systémom. Andezitové stratovulkány sú situované v dvoch zlomových systémoch (Bacsó, 1979; Bacsó et al., 1986; Kaličiak et al., 1994; Žec et al., 1997), a to v SV – JZ (vrbníckom) systéme sú stratovulkány Kyjov, Sokolský potok, Vihorlat a vulkán Kamienka, v SZ – JV systéme (tzv. gutinskom) Morské oko, Diel a Popriečny (ako aj ďalšie vulkány v Gutinskom pohorí na Ukrajine).

Vulkanity komplexu Vinné sú situované pri okrajoch humenského mezozoika a bradlového pásma, pričom ich rozsah je limitovaný zlomami SV – JZ smeru v podloží neporušených produktov stratovulkánov Kyjov a Sokolský potok. To indikuje etapu zlomových pohybov a denudácie v etape medzi vznikom vinianskeho komplexu (stredný sarmat) a mladších stratovulkánov (stredný až vrchný sarmat až panón). Podobne je limitovaný aj rozsah bádenských ryodacitových tufov zlomami SZ – JV smeru. V morfológii podložia sa uplatňujú prevažne systémy zlomov SZ – JV smeru. Vo východnej časti Vihorlatských vrchov, teda v priestore stratovulkánov Morské oko, Diel a Popriečny, dominuje graben SZ – JV smeru s pokračovaním na JV na Zakarpatskú Ukrajinu v smere vihorlatsko-gutinskej vulkanickej reťaze. Na severozápade sa graben končí v systéme priečných zlomov SV – JZ smeru vrbnického zlomového systému (Bacsó, 1979). Tento zlomový systém člení podložie na celý rad blokov postupne poklesávajúcich na JV.

Na stavbe podložia vulkanitov Vihorlatských vrchov sa od JZ na SV zúčastňujú tieto jednotky:

- južne od mezozoika Humenských vrchov v oblasti Oreské a Trnava nad Laborcom vystupujú sedimenty karpátu a bádenu vrátane horizontu ryodacitových tufov,
- v západnej časti medzi Oreským a Chlmcom vystupuje mezozoikum Humenských vrchov, ktoré sa smerom na JV ponára pod vulkanity, pravdepodobne až do priestoru Sobrance – Porúbka (overené vrtom J-2 pri obci Jovsa),
- južne od bradlového pásma vystupuje vnútrokarpatský paleogén,
- bradlové pásmo v pruhu širokom okolo 2 km vystupuje od Kamenice nad Cirochou po Beňatinu a Inovce; kriedové sedimenty bradlového pásma boli overené vrtom RH-5 južne od Morského oka v hĺbke 903 – 1 114 m (Samuel in Bacsó, 1986),
- severne od bradlového pásma vystupuje magurský paleogén.

Kvartérna tektonika

Súčasný morfológický charakter územia geologickej mapy je odrazom endo- a exogénnych procesov v podmienkach vrchnopliocénnej až kvartérnej tektonickej aktivity. Výrazné vykľutie Vihorlatských vrchov nadväzuje na podhorské stupne, štruktúrnu rovinu Východoslovenskej nížiny a Humenskú kotlinu. Vihorlatské vrchy majú v podstate asymetrickú polohu. Severné svahy sú krátke a strmé, s ostro zarezanými dolinami. V južnej podhorskej časti vrchov sú doliny pretiahnutejšie a otvorenejšie (Karniš a Kvitkovič, 1970). Samostatné kryhy vo Vihorlate predstavujú hrasti Sninský kameň (1004 m n. m.), Nežabec (1023 m n. m.) a Jasenovský chrbát medzi Strihovským sedlom a Sobraneckým potokom (Karniš a Kvitkovič, 1970).

Výrazné štruktúry zlomového charakteru s facetami tvoria Viniansky hradný vrch (325 m n. m.) a Šutová (319 m n. m.). Štruktúra Senderov (310 m n. m.) sa stýka so širavskou prepadlinou na neotektonickej línii (Baňacký et al., 1987). Izolovane vystupuje hrasť Bielej hory (159 m n. m.), ktorá je s príhlou zbudzskou terasou intenzívne dislokovaná. V mladšom rise terasa celkovo poklesla, kým Biela hora (mimo regiónu) nadobudla pozitívny charakter (Baňacký et al., 1987). O pomeroch v zbudzskej terase svedčí aj vývoj fosílnych pôd. Na vynorených kryhách vznikla terestrická pôda automorfného typu, ktorá svojou typológiou indikuje interglaciálne obdobie najskôr risu 1/2. V ďalšom období vplyvom poklesu vrchná časť pôdy bola postihnutá vplyvmi oxidačno-redukčných procesov (Vaškovská in Baňacký et al., 1983). V južnej časti na úpätnom stupni Vihorlatských vrchov tektonické procesy sformovali hrasti a prepadliny. Väčšina zlomov na predhorí zasahuje hlboko do pohoria. Na nich sú založené výrazné doliny so zlomovými svahmi, ktoré erózia upravila do dnešnej podoby. Sú to hlavne doliny Okny, Remetského, Porubského, Jasenovského a Trnavského potoka. Na mladú tektonickú aktivitu poukazujú holocénne penovce. Uvedené zlomové poruchy sa viažu na aktivizáciu starších predkvartérnych štruktúr.

Najmladšou štruktúrou v južnej časti predhoria Vihorlatu je širavská prepadlina (Baňacký et al., 1987), v súčasnosti zaliata vodami Zemplínskej šíravy. Štruktúra sa formovala vo vrchnom pleistocéne a holocéne. Subsidenčný charakter prepadliny sa pred realizáciou vodného diela prejavoval močaristým prostredím, vývojom rašielín a hnilokalov od neskorého glaciálu do postglaciálu. Celkový pokles od vrchného pleistocénu do konca holocénu dosiahol hodnotu 10 až 15 m. Na mladé tektonické prejavy vo Vihorlate sa viažu aj depresie a širšie závery dolín s častými zosuvmi. Gravitačné procesy podmienili vznik jazier, napr. okolie Morského oka. Neskoršie, v období postglaciálu, dochádzalo v priestore medzi Sninským kameňom a Motrogonom za vhodných podmienok k vyplňaniu niektorých jazier slatinovou rašelinou. Na východnom okraji morfoštruktúry Šutová, severne od Zemplínskej šíravy, na zlome, ktorý ohraničuje štruktúru, je tektonická depresia v súčasnosti vyplnená vodami Vinianskeho jazera. Je to umelá nádrž, o čom svedčia historické mapy, kde sa priestor dnešného jazera označuje ako lúky a mokrade. V severnej časti Vihorlatských vrchov boli na aktívnych zlomoch založené výrazné doliny, hlavne Kamenice, Ptavy a ďalšie.

2.5. ČINNOSŤ ČLOVEKA VÝZNAMNE OVPLYVŇUJÚCA HYDROGEOLOGICKÉ A HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY ÚZEMIA

Hodnotené územie je horský región, v podstatnej časti pokrytý lesným porastom. Okrajovo pri hranici regiónu sa vyskytujú aj pasienky a poľnohospodárska pôda. Priemyselná výroba v oblasti nie je sústredená. Nachádza sa v mestách ležiacich niekoľko kilometrov od hraníc územia (Michalovce, Humenné, Snina, Sobrance). Obce sú lokalizované predovšetkým po okrajoch územia, menej aj v dolinách významnejších tokov (napr. Remetské Hámre v doline toku Okna).

Za významný antropogénny faktor negatívne ovplyvňujúci prírodné pomery v regióne možno považovať vojenskú činnosť. V centrálnej, severnej až SZ časti sa nachádza rozsiahly Vojenský obvod Valaškovce (obr. 1) s vlastným katastrálnym územím s výmerou 119 km², čo z celkovej plochy regiónu 329 km² predstavuje viac ako tretinu územia (36 %). Na tomto území armáda vykonáva cvičnú vojenskú činnosť. Ide o simuláciu leteckých útokov na pozemné ciele prevažne v oblasti doliny potoka Kamenica a nácvik ťažkej bojovej techniky na zneškodňovanie pozemných cieľov v oblasti Poruby pod Vihorlatom. Posúdiť stav ochrany životného prostredia (voda a pôda) v súvislosti s manipuláciou s ropnými produktmi pre bojovú techniku je v súčasnosti nemožné. Objekty sú chránené proti vstupu cudzích osôb. Vizualne sme v širšom okolí cvičísk nezaznamenali lokálny výskyt so znečisteným povrchom terénu.

Ďalším významným negatívnym faktorom činnosti človeka je ťažba lesných porastov, ktorá v poslednom desaťročí všeobecne výrazne stúpa. V katastrálnom území Valaškovce ťažobnú činnosť vykonávajú Vojenské lesy. Treba poznamenať, že v porovnaní s okolitými súkromnými lesnými spoločnosťami je tu istá snaha o kontrolovanú ťažbu drevnej hmoty a snáď aj o výraznejšiu pestovnú činnosť mladých porastov. Plošne rozsiahla ťažba dreva s využitím ťažkých mechanizmov a hustej siete lesných ciest zrýchľuje povrchový odtok zrážkových vôd a vytvára podmienky pre zvýšenú eróziu pôdy. S týmito javmi priamo súvisí zhoršenie podmienok pre infiltráciu zrážok a dopĺňanie množstva podzemnej vody v hydrogeologických kolektoroch.

Rekreačná oblasť Zemplínskej šíravy a Vinianskeho jazera je v poslednom desaťročí turisticky menej navštevovaná, čo má v konečnom dôsledku priaznivý vplyv na kvalitu podzemných a povrchových vôd širšieho okolia rekreačnej oblasti. Turistický ruch regiónu je relatívne čulý hlavne v letných mesiacoch a v tomto období môže lokálne prispievať k zhoršeniu kvality podzemných, obzvlášť však povrchových vôd.

3. HYDROGEOLOGICKÁ A HYDROGEOCHEMICKÁ PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA

3.1. SÚČASNÝ STAV HYDROGEOLOGICKEJ A HYDROGEOCHEMICKEJ PRESKÚMANOSTI ÚZEMIA

Prvé hydrogeologické vrty v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov boli realizované pri Tibave (Porubský, 1959) a Hlivištiach (Repka, 1960).

V 60. rokoch sa vyhlbili ďalšie hydrogeologické vrty v súvislosti s budovaním rekreačných zariadení na severnom brehu Šíravy medzi Vinným a Jovsou (Adamčík, 1966; Príhoda, 1966, 1967 a i.).

Výsledky z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu s ocenením prírodných zdrojov a využiteľného množstva podzemných vôd vo Vihorlatských vrchoch z rokov 1969 – 1976 (Bajo a Szabová, 1976) zhrnul Bajo v monografii (Bajo et al., 1983). Je to základná publikovaná práca o hydrogeológii opisovaného územia. V rámci spomínaného vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu (plocha regiónu 428 km²) bola na povrchových tokoch k štátnej pozorovacej sieti Slovenského hydrometeorologického ústavu (SHMÚ) (išlo o 9 objektov SHMÚ; z toho 5 objektov bolo za hranicou ich hodnoteného územia) v rokoch 1970 – 1971 dobudovaná účelová sieť 23 vodomerných staníc. K existujúcim sondám SHMÚ s pozorovaním režimu úrovne hladiny podzemnej vody (išlo o 4 sondy s otvorenými úsekmi v kvartérnych zvodnencoch na južných svahoch Vihorlatu) boli dobudované a krátkodobo pozorované (zväčša do 2 rokov) hydrogeologické vrty odvrtné v rámci prieskumu (vrty VH-1 až VH-10) s otvorenými úsekmi v neogénnych zvodnencoch. Režimové pozorovanie výdatnosti a teploty vody prameňov bolo SHMÚ pred začatím prieskumu Baja et al. (1976) vykonávané len na jednom prameni. V rokoch 1971, 1972 SHMÚ začal pozorovanie aj na ďalších štyroch prameňoch. K existujúcim zrážkomerným staniciam SHMÚ, umiestneným zväčša po obvode pohoria, boli v regióne účelovo doplnené 3 totalizátory. Vykonané bolo hydrogeologické mapovanie územia (zdokumentovaných bolo 482 prameňov) a hydrometrické meranie Okny (36 meraní). Vyhĺbilo sa 16 hydrogeologických vrtov hlbokých 130 – 350 m s celkovou metrážou 3 426 m. Vykonaných bolo 116 chemických rozborov vzoriek vôd zo 17 vrtov, 50 chemických rozborov podzemných vôd z 34 prameňov, 30 rozborov vzoriek z 21 bodov na povrchových tokoch. Zostavená bola účelová hydrogeologická mapa regiónu v mierke 1 : 50 000, mapa dokumentačných bodov v mierke 1 : 50 000 a hydrochemická mapa v mierke 1 : 50 000. V KKZZ bol schválený výpočet prírodných zdrojov a využiteľného množstva podzemných vôd.

Na výsledky tohto prieskumu nadviazali ďalšie prieskumné práce na J úpätí Vihorlatských vrchov, ktoré zhodnotil predovšetkým Medveď (1981, 1985, 1986a, b, 1988a, b, 1989) a Medveď et al. (1986). Časť výsledkov publikovali Žák a Medveď (1988). Ďalšie práce hydrogeologického prieskumu realizovaného na južnom úpätí Vihorlatu vyhodnotili Bukvová (1977a, b) a Rusina (1978, 1985).

Minimálna pozornosť hydrogeológov bola venovaná kvartérnym, prípadne okrajovo vystupujúcim neogénnym sedimentom (Ostrolucký, 1979; Wagner, 1969; Adamčík, 1974; Vondráček, 1971).

Údaje o podzemných vodách mezozoika v jeho hlbších partiách priniesli vrty J-1 (Slávik, 1969) a J-2 (Bajo a Szabová, 1976) v Jovsi.

Povodie Jovsianskeho potoka bolo ako vzorové povodie hodnotené v rámci projektu PHARE (Kissane et al., 1997) pri riešení metodických možností optimálneho hodnotenia výpočtu prírodných zdrojov a využiteľného množstva podzemných vôd z pozorovaní prietokov na povrchových tokoch a zohľadnení klimatických zmien od roku 1980 s prognózou po rok 2010.

Priepustnosť a prietoknosť neovulkanitov Vihorlatských vrchov priamymi metódami zhodnotil Jetel (1997a). Využitím možností aplikácie nepriamych metód hodnotenia hydraulických vlastností hornín v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov sa zaoberali Olekšák (2004a), Olekšák a Jetel (2005).

Vzťah chemického zloženia podzemných vôd zostupných prameňov Vihorlatu a hydrodynamických podmienok skúmali Jetel (1989) a Olekšák (2003).

Južné svahy Vihorlatských vrchov tvorili severný okraj regiónu TIBREG (územie tvorené povodím Tisy a Bodrogu), pre ktorý bola v rámci prieskumu prírodných zdrojov vo vzťahu k životnému prostrediu zostavená hydrogeologická mapa v mierke 1 : 50 000 (Jetel et al., 1998). Úzky pás neovulkanitov severnej časti regiónu v oblasti Zemplínske Hámre – Kamienka okrajovo zasahoval do územia účelovej hydrogeologickej mapy regiónu Vranov – Humenné – Strážske, zostavenej ako súčasť súboru máp geofaktorov životného prostredia (Žák, 2002).

Hodnotenú územie je zobrazené na základnej hydrogeologickej mape v mierke 1 : 200 000, list 38 Michalovce (Škvarka et al., 1985). Textové vysvetlivky k mape spracovali Škvarka et al. (1976).

Región je súčasťou územia zobrazeného na základnej hydrogeochemickej mape v mierke 1 : 200 000, list 38 Michalovce (Gazda et al., 1985). Textové vysvetlivky k týmto mapám spracoval Škvarka et al. (1976).

Chemické zloženie podzemných vôd neovulkanitov Vihorlatských vrchov opisuje Szabová (in Bajo a Szabová, 1976). Konštatuje pomerne výrazné rozdiely v chemickom zložení podzemných vôd prameňov a vrtov, prejavujúce sa pri vrtoch vyššou mineralizáciou vôd a častejšou prítomnosťou Na-HCO₃ zložky. Zdôrazňuje význam exhalátov na formovanie chemického zloženia podzemných vôd. Konštatuje pomerne priaznivé chemické zloženie podzemných vôd z hľadiska možnosti vodárenského využitia, ktoré je len lokálne sťažené zvýšeným obsahom železa a mangánu.

Kvalita podzemnej vody Vihorlatských vrchov bola zhodnotená ako súčasť monografického spracovania hydrogeológie Slanských a Vihorlatských vrchov (Bajo et al., 1983). Pri charakterizovaní tvorby chemického zloženia podzemných vôd autori rozlišujú „plytkú zónu zvetrávania a rozpojenia“ a „hlbšiu zónu obehu v tektonicky porušených pásmach a ponorených prúdoch efuzív, odlišujúcich sa vzájomne celkovou mineralizáciou a koncentráciou Ca, Mg, Na a Cl, nie však koncentráciou síranov“.

Zhodnoteniu chemického zloženia a kvality podzemných vôd hodnoteného regiónu je venovaná pozornosť aj pri popise hydrogeologických pomerov oblasti Vihorlatských a Humenských vrchov vo vysvetlivkách k príslušnej geologickej mape mierky 1 : 50 000 (Jetel in Žec et al., 1997). Zdôraznená je veľmi výrazná závislosť typu chemického zloženia vôd prameňov vyvierajúcich z neovulkanitov od úrovne celkovej mineralizácie.

Údaje o chemickom zložení podzemných vôd regiónu boli získané početnými hydrogeologickými prieskumami lokálneho charakteru, zameranými na získanie zdrojov na vodárenské využitie. Sú zahrnuté v spracovanej databáze vzoriek, s odkazmi na zdroje a informácie uvedené v zozname použitej literatúry.

Na hodnotenom území sa nenachádzajú objekty štátnej monitorovacej siete kvality podzemných ani povrchových vôd.

3.2. HRANICE HYDROGEOLOGICKÝCH RAJÓNŮV A ÚTVAROV PODZEMNÝCH VÔD NA ÚZEMÍ

Hodnotený región sa podľa rajonizácie SHMÚ (Šuba et al., 1984, v zmysle neskorších úprav z roku 1995) celým svojím územím nachádza v hydrogeologickom rajóne VN 100 Neovulkanity Vihorlatských vrchov. Rozloha rajónu je 535,7 km². Hydrogeologický rajón VN 100 je rozdelený na 3 čiastkové hydrogeologické rajóny:

- BG 10 – čiastkový rajón neovulkanitov, rozloha 453,5 km²;
- BG 20 – čiastkový rajón artézskych vodonosných horizontov – priepustné polohy rozlámaných krýh neovulkanitov prekrytých sedimentárnym neogénom, rozloha 63,0 km²;
- BG 30 – čiastkový rajón neovulkanitov, rozloha 19,2 km².

Záujmové územie celou svojou plochou leží v čiastkovom rajóne BG 10. Do ostatných čiastkových rajónov región nezasahuje. Pri ploche hodnoteného regiónu 329 km² tvorí 73 % rozlohy čiastkového rajónu BG 10.

Hranica regiónu vo vzťahu k hydrogeologickej rajonizácii je zobrazená na obrázku 1.

Podľa vymedzenia útvarov podzemných vôd na Slovensku (Kullman ml. et al., 2005) hodnotené územie patrí do útvaru podzemných vôd predkvartérnych hornín a aj do útvaru geotermálnych vôd.

V útvaru podzemných vôd predkvartérnych hornín región vystupuje pod označením SK200590FP – Útvar puklinových a medzizrnných podzemných vôd neovulkanitov Vihorlatu oblasti povodia Bodrog. Do tohto útvaru výlučne patrí celý čiastkový rajón BG 10 hydrogeologického rajónu VN 100.

V rámci útvarov geotermálnych vôd do územia zasahuje útvar SK300160FK – Geotermálne vody štruktúry Humenský chrbát (celková plocha útvaru je 988,6 km²).

4. POUŽITÉ ÚDAJE A METODIKA ICH SPRACOVANIA

4.1. CHARAKTERISTIKA DOKUMENTAČNÉHO MATERIÁLU POUŽITÉHO NA ZOSTAVENIE HYDROGEOLOGICKEJ MAPY

Pri zostavovaní hydrogeologickej mapy regiónu boli pri jej spracovávaní použité archívne údaje predchádzajúcich prác. Išlo predovšetkým o archívne údaje z hydrodynamických skúšok na hydrogeologických vrtoch a o dokumentáciu prameňov.

Podkladom na odvodenie hodnôt hydraulických parametrov hornín boli záznamy z archívnej dokumentácie vrtoch, uložené v archíve Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Tento súbor dát bol doplnený o charakteristiku overovacích hydrodynamických skúšok na hydrogeologických vrtoch krátkodobo vykonávaných počas realizácie vrtných prác pred finálnym zabudovaním hydrogeologických vrtoch na rôznych hĺbkových úrovniach. Všetky tieto údaje boli potom použité pri spracovaní charakteristiky priepustnosti a prietočnosti kolektorov. V tabuľkovej forme sú údaje o vrtoch spracované v prílohe číslo 5. V prílohe číslo 3 sú tabelárne spracované údaje o dokumentovaných výveroch podzemných vôd. Celkovo sme v regióne zaznamenali 877 výverov.

Databázy údajov z hydrogeologických vrtoch (príloha číslo 5) a prameňov (príloha číslo 3) sú previazané s databázou chemických údajov (príloha číslo 9) potrebných na zostavenie hydrogeochemickej mapy regiónu. Súčasťou prílohy číslo 9 je prevodná tabuľka s odkazom na poradie daného objektu z hydrogeochemickej mapy (vrt, prameň, kopaná studňa) do prílohy číslo 3, resp. 5. V kolónke Poznámka príloh číslo 3, 5 je taktiež uvedené poradie daného objektu podľa číslovania v prílohe 9.

Na základe dokumentácie výskytu a rozšírenia minerálnych vôd v oblasti (Krahulec et al., 1977; Bajo a Szabová (1976) a vlastných mapovacích prác konštatujeme, že v regióne sa nenachádzajú prirodzené výverové minerálnych vôd. Minerálne vody boli zdokumentované len na 2 prelivových vrtoch.

Identifikácia vodárensky využívaných prameňov a vrtoch spolu s identifikáciou pozorovacích objektov SHMÚ (sondy s režimovým sledovaním úrovne hladiny podzemnej vody a pramene s režimovým sledovaním výdatnosti) bola vykonaná na základe podkladov SHMÚ a predchádzajúcich prác Bajo a Szabová (1976).

Vlastné terénne práce tvorili hydrogeologické mapovanie a hydrometrovanie prietokov na povrchových tokoch. Terénne hydrogeologické mapovanie bolo vykonané v rokoch 2003, 2004, 2005, 2006. Výsledky mapovania sú spracované v prílohách č. 3, 5. Prietoky boli hydrometrované v rokoch 2002, 2003, 2004, 2005, 2006. Realizovaných bolo 213 hydrometrických profilov – 98 malých (prietok $0 - 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), 75 stredných (prietok $10 - 100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a 40 veľkých profilov (prietok nad $100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Zistené významné prestupy podzemných vôd do potokov a strata vody z povrchových tokov sú príslušnými značkami zaznamenané na základnej hydrogeologickej mape. Pozícia profilov na povrchových tokoch vzhľadom na ich celkový počet je zobrazená v samostatnej prílohe č. 8.

4.2. SPÔSOB SPRACOVANIA HYDROGEOLOGICKÝCH ÚDAJOV

Pri zostavovaní hydrogeologickej mapy sme sa riadili smernicou Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky z 26. októbra 2004 č. 8/2004-7 na zostavovanie základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000. Z celkového počtu 877 zdokumentovaných prameňov, ktorých pozícia je zaznamenaná na mape hydrogeologickej dokumentácie (príloha č. 8), sme do základnej hydrogeologickej mapy (príloha č. 1) nezaznamenali pozíciu prameňov s výdatnosťou nižšou ako $0,03 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Konkrétne ide o 236 prameňov (141 prameňov s jednorázovou meranou výdatnosťou $0,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a 95 prameňov s jednorázovou meranou výdatnosťou $0,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Urobili sme tak z dôvodu ľahšej čitateľnosti a prehľadnosti základnej hydrogeologickej mapy.

Hranice ochranných pásiem zdrojov podzemných vôd boli prevzaté z vodohospodárskych máp mierky 1 : 50 000 (VÚVH, 3. vydanie, 1997).

Pri spracovaní údajov o hydraulických vlastnostiach hornín bol uplatnený postup vypracovaný na regionálne hodnotenie hydraulických vlastností hornín (Jetel, 1985), s uplatnením neskorších inovácií (Jetel, 1993a, 1999a, 2002a). Prevažná väčšina podkladov neumožnila priame stanovenie hydraulicky striktno definovaných parametrov (koeficientu filtrácie k a koeficientu prietochnosti T), takže bolo nevyhnutné vychádzať z porovnávacích parametrov – indexu prietochnosti Y a indexu priepustnosti Z_L (Jetel, 1985).

Ukazovateľom produktivity skúšaných úsekov skúmaných zvodnencov sú hodnoty indexu prietochnosti Y . Sú transformáciou hodnôt štandardnej mernej výdatnosti q ($l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$) definovanou ako:

$$Y = \log 10^6 q \quad (1)$$

(\log = dekadický logaritmus).

Ako ukazovateľ priemernej priepustnosti horninového komplexu, skúšaného v otvorenom úseku vrtu, bol použitý index priepustnosti otvoreného úseku Z_L stanovený ako

$$Z_L = \log (10^6 q/L) \quad (2)$$

(L = dĺžka skúšaného otvoreného úseku vo zvodnenom kolektore pod úrovňou statickej hladiny v m).

V texte sa ďalej na zjednodušenie používa symbol Z na označenie hodnôt Z_L – tzn. symbol Z namiesto symbolu Z_L .

Štatistické spracovanie súborov dát Y , Z zahŕňalo vyčíslenie variačného rozpätia $R(Y)$, $R(Z)$, mediánov $Md(Y)$, $Md(Z)$, aritmetického priemeru $M(Y)$, $M(Z)$. Variabilita hodnôt indexov Y a Z bola charakterizovaná odhadom smerodajnej odchýlky základného súboru s_Y , s_Z , t. j. hodnota smerodajnej odchýlky s parametrom $(n - 1)$.

Na odhad hydraulicky striktno definovaných parametrov – koeficientu prietochnosti T a koeficientu filtrácie k – boli z hodnôt indexov Y a Z na hodnotených územiach v neovulkanitoch použité odhady celkových priemerných prepočtových diferencií d , odvodených z analýzy výsledkov hydrodynamických skúšok v neovulkanitoch južnej časti Slanských vrchov (Jetel, 1993a, b):

$$d = 0,13 Y - 0,40 \quad (3).$$

Na výpočet koeficientov T , k boli použité tieto vzťahy:

$$T = \text{antilog} (Y + d - 9) = 10^{(Y + d - 9)} (m^2 \cdot s^{-1}) \quad (4),$$

$$k = \text{antilog} (Z + d - 9) = 10^{(Z + d - 9)} (m \cdot s^{-1}) \quad (5).$$

Pre odhadnuté veľkosti koeficientov prietochnosti a filtrácie bolo určené variačné rozpätie $R(T)$, $R(k)$, mediány $Md(T)$ a $Md(k)$, geometrický priemer $G(T)$ a $G(k)$ a matematické nádeje (stredné hodnoty) $E(T)$, $E(k)$ pre lognormálne rozdelené hodnoty T , k .

Okrem spomínaných štatistických veličín boli v súboroch a podsúboroch indexov Y , Z stanovené dolné a horné hranice $M1$, $M2$ intervalov spoľahlivosti, vnútri ktorých leží s pravdepodobnosťou 90 % skutočný aritmetický priemer indexu Y a indexu Z základného súboru. Po prevedení na príslušné hodnoty koeficientov T a koeficientov k zodpovedajú dolným a horným hraniciam intervalov spoľahlivosti aritmetického priemeru $M1$, $M2$ dolné a horné hranice intervalov spoľahlivosti stanovenia geometrického priemeru $G1$, $G2$.

Popri základnom štatistickom spracovaní boli údaje z neovulkanitov podrobené štatistickým testom významnosti zistených rozdielov. V prvom rade bola testovaná významnosť rozdielov v rozptyloch (Fisherovo F-kritérium) a podľa výsledkov tohto testu bol zvolený príslušný tvar kritéria na overenie rozdielov v priemeroch.

Pri hodnotení úrovne priepustnosti bola použitá osemstupňová klasifikácia (Jetel, 1982). Úroveň, variabilita prietochnosti a variabilita priepustnosti boli hodnotené podľa klasifikácie Krásného (1993).

Stanovený odhad priemernej priepustnosti a prietochnosti neovulkanitov v hodnotenom regióne bol konfrontovaný s odhadom z predchádzajúcich prác v neovulkanitoch (Jetel, 1993b, 1997a; Olekšák, 2001, 2002a, 2002b).

V textovej časti sú podané aj skúsenosti z aplikácie nepriamych metód hodnotenia hydraulických vlastností hornín v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov (Jetel, 1989; Olekšák, 2003, 2004a; Olekšák a Jetel, 2005).

O hydraulických parametroch hornín nachádzajúcich sa v podloží neovulkanitov máme k dispozícii doslova niekoľko údajov (len z podložného humenského mezozoika okolia Jovsy). Z tohto dôvodu hydrogeologický rez regiónu interpretuje prietochnosť podložných kolektorov, resp. izolátorov, najčastejšie na základe analógie s prietochnosťou celkov zastúpenou v iných regiónoch, aj to zväčša na povrchu. Cieľom hydrogeologického rezu je skôr poukávanie na zložitú geologickú stavbu podložia, ktoré má dosah na formovanie hlbšieho obehu podzemných vôd prestupujúcich masívom neovulkanitov do podložných kolektorov.

Pri hodnotení stupňa spoľahlivosti pozorovaných prameňov sme vychádzali zo 6-stupňovej klasifikácie Duba et al. (1969), t. j. z pomeru maximálnej a minimálnej výdatnosti (Q_{\max}/Q_{\min}) zistenej pri prameni za celé jeho pozorované obdobie. Pre jednotlivé pomery Q_{\max}/Q_{\min} potom vychádza nasledujúce hodnotenie stupňa spoľahlivosti prameňa:

- výborný, kde pomer $Q_{\max}/Q_{\min} = 1,0 - 3,0$
- veľmi dobrý, kde pomer $Q_{\max}/Q_{\min} = 3,1 - 5,0$
- dobrý, kde pomer $Q_{\max}/Q_{\min} = 5,1 - 10,0$
- skromný, kde pomer $Q_{\max}/Q_{\min} = 10,1 - 20,0$
- zlý, kde pomer $Q_{\max}/Q_{\min} = 20,1 - 100,0$
- veľmi zlý, kde pomer Q_{\max}/Q_{\min} je nad 100.

4.3. CHARAKTERISTIKA REPRODUKOVATEĽNOSTI POUŽITÉHO HYDROGEOCHEMICKÉHO DOKUMENTAČNÉHO MATERIÁLU

Na zostavenie hydrogeochemickej mapy boli využité relevantné chemické analýzy podzemných vôd z doteraz vykonaných prác, hlavne z databázy údajov Geochemického atlasu – Podzemné vody (Rapant et al., 1996), vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu územia Vihorlat – Popričný (Bajo a Szabová, 1976) a lokálnych hydrogeologických prieskumov (tab. 8). Okrem toho bolo v rámci úlohy odobratých 50 ks vlastných vzoriek. Nové vzorkovanie bolo zamerané najmä na doplnenie údajov v dosiaľ nevzorkovaných častiach hodnoteného územia, na využívané vodné zdroje územia a na tie pramene, pri ktorých boli pri hydrogeologickom mapovaní zistené vyššie hodnoty mernej elektrickej vodivosti indikujúce potenciálne hlbší obeh, resp. možnosť kontaminácie podzemnej vody.

Na zostavenie hydrogeochemickej mapy bolo teda použitých 50 vlastných a 255 prevzatých analýz podzemných vôd z 232 vzorkovaných objektov. Priemerná hustota vzorkovania dosahuje 0,71 vzorky na 1 km², resp. 1 vzorku na 1,42 km² v rozsahu základnej fyzikálno-chemickej analýzy (bez stanovenia stopových prvkov). Priemerná hustota analýz vzoriek v záväznom analytickom rozsahu (nové vzorky + vzorky z Geochemického atlasu) predstavuje 0,52 vzorky na 1 km², resp. 1 vzorku na 1,94 km², čo vyhovuje záväznej minimálnej priemernej hustote analýz stanovenej smernicou na zostavovanie základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000.

Požiadavky smernice na zostavovanie základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000 pre odbery vzoriek, terénne merania a stanovenie boli dodržané v prípade vzoriek pre Geochemický atlas a pri nových odberoch v rámci tejto úlohy. Priamo v teréne boli vykonávané merania pH, teploty

Tab. 8. Prehľad informačných zdrojov analýz podzemných vôd použitých na zostavenie mapy.

	Počet vzoriek	Počet objektov	Obdobie vzorkovania	Poznámky
Nové vzorky	50	50	2004 – 2006	
Geoch. atlas – Podz. vody (Rapant et al., 1996)	120	120	1993	
Vihorlat-Popričný, vyhľadávací hydrogeologický prieskum (Bajo a Szabová, 1976)	96	25	1972 – 1975	Chýbajúce stanovenie stopových prvkov
Lokálne hydrogeologické prieskumy	39	37	1970 – 1990	Chýbajúce stanovenie stopových prvkov a často aj SiO ₂
Spolu	305	232	1970 – 2006	

Tab. 9. Prehľad analytických metód GAL ŠGÚDŠ, RC Spišská Nová Ves.

Ukazovateľ	Jednotka	Medza stanovenia (mg/l)	Metóda stanovenia	Špecifikácia prístroja
pH		0,1	E	polarograf EP-100
KNK, ZNK	mmol/l	0,01	V	
Mer. elektr. vodivosť	mS/m	1	E	OK 104
Odparok	mg/l	20	G	
rozpust. O ₂	mg/l	0,05	MS	OXI 538
H ₂ S	mg/l	0,05	F	SPEKOL 11
SiO ₂	mg/l	0,05	AES-ICP	LIBERTY 200
agr. CO ₂	mg/l	0,2	V	
CHSK _{Mn}	mg/l	0,05	V	
BSK ₅	mg/l	0,05	MS	OXI 538
Na	mg/l	0,1	AES-ICP	LIBERTY 200
K	mg/l	0,3	AES-ICP	LIBERTY 200
Ca	mg/l	0,1	AES-ICP	LIBERTY 200
Mg	mg/l	0,1	AES-ICP	LIBERTY 200
Ba	mg/l	0,01	AES-ICP	LIBERTY 200
Mn	mg/l	0,005	AES-ICP	LIBERTY 200
Fe	mg/l	0,007	AES-ICP	LIBERTY 200
Al	mg/l	0,03	AES-ICP	LIBERTY 200
NH ₄ ⁺	mg/l	0,01	F	SPEKOL 11
Cl ⁻	mg/l	2	IC	DX-120
F ⁻	mg/l	0,1	IC	DX-120
NO ₂ ⁻	mg/l	0,01	F	SPEKOL 11
NO ₃ ⁻	mg/l	2,5	IC	DX-120
HCO ₃ ⁻	mg/l	0,5	Výpočet	
SO ₄ ²⁻	mg/l	2,5	IC	DX-120
PO ₄ ³⁻	mg/l	0,01	F	SPEKOL 11
Hg	µg/l	0,1	AAS-AMA	AMA 254
As	µg/l	1	AAS-GH	SpectrAA – 20
Sb	µg/l	1	AAS-GH	SpectrAA – 20
Bi	µg/l	1	AAS-GH	SpectrAA – 20
Se	µg/l	1	AAS-GH	SpectrAA – 20
Ni	µg/l	2	AES-ICP	LIBERTY 200
Cu	µg/l	2	AES-ICP	LIBERTY 200
Pb	µg/l	4	AES-ICP	LIBERTY 200
Cd	µg/l	0,3	AES-ICP	LIBERTY 200
Zn	µg/l	3	AES-ICP	LIBERTY 200
Co	µg/l	2	AES-ICP	LIBERTY 200
Cr	µg/l	2	AES-ICP	LIBERTY 200

Vysvetlivky: T – acidobázické titrácie; F – spektrofotometria; AES-ICP – atómová emisná spektrofotometria s indukčne viazanou plazmou; IC, AAS-AMA, AAS-GH – atómová absorpčná spektrofotometria s metódou generovania hydridov.

vody a vzduchu, mernej elektrickej vodivosti vody (EC), rozpusteného O₂ prenosnými prístrojmi radu WTW, alkality (KNK_{4,5}) a acidity (ZNK_{8,3}) titráciou. Vzorky vôd na stanovenie mikroprvkov boli po odbere filtrované a chemicky stabilizované podľa požiadaviek laboratória. O spôsobe odberov vzoriek a terénnych meraní realizovaných v rámci hydrogeologických prieskumov nie sú v príslušných archívnych správach podrobnejšie informácie. Relevantnosť preberaných archívnych hydrogeochemických údajov bola posudzovaná individuálne. Do databázy boli zaradené analýzy v rozsahu minimálne kompletného základného rozboru (stanovená koncentrácia všetkých makrozložiek), umožňujúce určiť chemický typ vody a vypočítať iónovú bilanciú. Chyba tejto bilanciú pri prevzatých vzorkách nepresahuje 5 %, len ojedinele sa vyskytujú hodnoty do 10 %.

Väčšina chemických analýz podzemných vôd, ktoré boli použité na zostavenie hydrogeochemickej mapy, bola spracovaná štandardnými analytickými postupmi v dvoch laboratóriách – v hydrogeochemickom laboratóriu IGHP, a. s., Žilina (rok 1993 – vzorky pre Geochemický atlas SR) a v referenčných Geoanalytických laboratóriách ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi (nové vzorky). Kvalita a reprodukovateľnosť chemických analýz podzemných vôd pre Geochemický atlas (Rapant et al., 1996) bola zabezpečená systémom kontroly kvality analýz (AQA) korešpondujúcim s európskymi normami radu EN 45 000 a zásadami správnej laboratórnej praxe. Z výsledkov interných kontrolných analýz v laboratóriu INGENEO Žilina vyplynulo, že rozdiely medzi stanovenou koncentráciou jednotlivých hlavných zložiek sú minimálne, v limite s presnosťou a citlivosťou použitých metód a prístrojov, ktorými boli dané vzorky analyzované. Kontrola správnosti laboratórnych techník v laboratóriu GAL ŠGÚDŠ, RC Spišská Nová Ves je okrem internej kontroly pravidelne zabezpečovaná systémom externej kontroly formou medzilaboratórnych porovnávacích skúšok s úspešnosťou viac ako 90 % z celého rozsahu pre všetky typy vôd. Interná kontrola je vykonávaná odberom jednej vzorky dvakrát, a to každých 20 vzoriek. Podľa správnej laboratórnej praxe je s každou sériou vzoriek (minimálne 15) meraná jedna vzorka dvakrát – tzv. paralelné stanovenie. Rozsah stanovení, detekčné limity, intervaly spoľahlivosti a analytické metódy rozborov podzemných vôd pre obidve laboratória sú uvedené v tab. 9 a 10.

Spôsob spracovania hydrogeochemických údajov

Predkladaná hydrogeochemická mapa priamo nadväzuje na hydrogeologickú mapu. Sú v nej zohľadnené najmä kvalitatívne, geochemické, environmentálne, vodohospodárske a genetické kritériá. Je zostavená podľa záväzného postupu, ktorý je podrobne rozvedený v smernici MŽP SR z 26. októbra 2004 č. 9/2004-7 na zostavovanie základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000. Preto na tomto mieste uvádzame len základné a niektoré doplňujúce údaje, objasňujúce spôsob spracovania údajov použitých na jej zostavenie.

Ako topografický podklad mapy sú použité riečna sieť, základné vrstevnice a miestopis z digitálnej mapy SR mierky 1 : 50 000 (Geodetický a kartografický ústav, Bratislava). Základnými vrstvami mapy sú plošne vyjadrené tri základné hydrogeochemické kritériá: kvalitatívne, geochemické a vodohospodárske. Bodovými značkami sú na mape znázornené a špecifikované miesta odberov vzoriek vôd. Symbolmi je vyjadrená doplnková hydrogeochemická charakteristika, ako objekty s anomálnou kvalitou a charakter znečisťujúcich a vodohospodársky významných zložiek. Kontúrové značky vyjadrujú oblasti s rovnakou kategóriou upraviteľnosti podzemných vôd. Prídavné tematické mapky väčšej mierky boli zostavené na zobrazenie priestorovej distribúcie vybraných významných parametrov: celkovej mineralizácie a hodnôt pH.

Kvalitatívne vlastnosti podzemných vôd sú vyjadrené farbou plochy rozlišujúcou osem tried kvality A až H. Spôsob vyčlenenia tried je uvedený v legende mapy, vychádza z medzných hodnôt ukazovateľov kvality určených vyhláškou MZ SR č. 151/2004 Z. z. o požiadavkách na pitnú vodu a kontrolu kvality pitnej vody. Tie sú vyčlenené do troch skupín, podľa ich rastúcej toxicity a náročnosti technológie úpravy vody. Spôsob vyčleňovania tried kvality je zobrazený priamo v legende základnej hydrogeochemickej mapy. Používa sa farebná škála od sýtomodrej farby pre oblasti s najlepšou kvalitou vody (trieda A) po tmavočervenú farbu pre oblasti s najhoršími (trieda H) kvalitatívnymi vlastnosťami vôd. Neprekročenie 1. skupiny ukazovateľov (toxické kovy a formy dusíka) znázornené modrými a zelenými odtieňmi je takto vizuálne odlišené od prekročenia, znázorneného červenými odtieňmi farby.

Geochemickú charakteristiku podzemných vôd, zobrazenú na mape čiernym rastrom, predstavuje vyčlenenie hydrogeochemických skupín podzemných vôd. Základným prvkom vyčlenenia jednotlivých skupín je určenie genetického typu podzemných vôd, navyše sú charakterizované prevládajúce chemické typy, hodnoty celkovej mineralizácie a geologický charakter a typ priepustnosti zvodnenca. Najvýznamnejším podkladom na plošné vymedzenie hydrogeochemických skupín je geologická mapa územia. V našom prípade bola použitá digitálna vrstva výrezu geologickej mapy Vihorlatských a Humenských vrchov v mierke 1 : 50 000 (Žec et al., 1997).

Tab. 10. Prehľad analytických metód použitých na spracovanie vzoriek podzemných vôd pre Geochemický atlas SR, podzemné vody (Rapant et al., 1996).

Prvok Zložka	Medza stanovenia (mg · l ⁻¹)	Interval spoľahlivosti (mg · l ⁻¹)	Metóda	Špecifikácia prístroja
Na	0,1	± 0,2	AAS-F	Varian 1200
K	0,1	± 0,2	AAS-F	Varian 1200
Mg	1	± 0,5	ICP-OES	Liberty 200, Varian
Ca	1	± 0,75	ICP-OES	Liberty 200, Varian
SiO ₂	0,5	± 0,55	SPFM	Spekol 11, Carl Zeiss
NH ₄ ⁺	0,05	± 0,02	SPFM	Spekol 11, Carl Zeiss
F ⁻	0,1	± 0,015	ISE	pX, OP 208/1Radelkis
Cl ⁻	0,1	± 0,3	T	pX, OP 208/1Radelkis
NO ₃ ⁻	0,5	± 0,4	ITHP	ZKI 02, Labeco
SO ₄ ²⁻	0,3	± 0,5	ITHP	ZKI 02, Labeco
HCO ₃ ⁻	0,1	± 2,1	T	-
PO ₄ ³⁻	0,05	± 0,01	SPFM	Spekol 11, Carl Zeiss
Fe	0,01	± 0,01	ICP-OES	Liberty 200, Varian
Mn	0,005	± 0,005	ICP-OES	Liberty 200, Varian
Cr	0,0005	± 0,0006	AAS-ETA	4 100 ZL, Perkin Elmer
Cd	0,0005	± 0,0004	AAS-ETA	SpectrAA 300 s GTA, Perkin Elmer
Pb	0,001	± 0,001	AAS-ETA	4100 ZL, Perkin Elmer
Mn	0,005	± 0,005	ICP-OES	Liberty 200, Varian
Cd	0,0005	± 0,0004	AAS-ETA	SpectrAA 300 s GTA, Perkin Elmer
Pb	0,001	± 0,001	AAS-ETA	4100 ZL, Perkin Elmer
As	0,001	± 0,0005	AAS-MHS	SpectrAA 300 s GTA, Varian
Se	0,001	± 0,0006	AAS-MHS	SpectrAA 300 s GTA, Varian
Cu	0,0005	± 0,0007	AAS-ETA	SpectrAA 300 s GTA, Varian
Al	0,01	± 0,01	ICP-OES	Liberty 200, Varian
Zn	0,001	± 0,002	AAS-F	SpectrAA 300 s GTA, Varian
Hg	0,0002	± 0,0002	AAS-CV	Varian 1475B s VGA-76
Sb	0,0002	± 0,0003	AAS-MHS	SpectrAA 300 s GTA, Varian
Ba	0,01	± 0,005	ICP-OES	Liberty 200, Varian
Li	0,002	± 0,002	ICP-OES	Liberty 200, Varian
Sr	0,01	± 0,005	ICP-OES	Liberty 200, Varian
CHSK _{Mn}	0,08	± 0,1	T	-
agr. CO ₂	2,2	± 4,62	T	-

Vysvetlivky: AAS-F – plameňová atómová absorpčná spektrofotometria; SPFM – spektrofotometria; AAS-ETA – atómová absorpčná spektrofotometria s elektrotermickou atomizáciou; ISE – ionselektívne elektródy; AAS-CV – atómová absorpčná spektrofotometria so studenou parou; ITPH – izotachofórezá; AAS-MHS – atómová absorpčná spektrofotometria s metódou generovania hydridov; T – acidobázické titrácie; ICP-OS – optická emisná spektroskopia s indukčne viazanou plazmou.

Vodohospodárske kritériá sú vyjadrené líniovou značkou, rozčleňujúcou územie na čiastkové oblasti s rovnakou kategóriou upraviteľnosti podzemných vôd určenou v zmysle vyhlášky MŽP SR č. 636/2004 Z. z., ktorou sa ustanovujú požiadavky na kvalitu surovej vody a na sledovanie kvality vody vo verejných vodovodoch.

Výsledky laboratórnych rozborov vôd, získané novým vzorkovaním a prevzatím archívnych údajov, sú spracované do digitálnej databázy podľa jednotného metodického postupu vypracovaného počas riešenia úlohy a použitého pre všetky regióny spracovávané v rámci tejto geologickej úlohy (Kordík a Slaninka, 2006, nepublikované). Pri vlastnej tvorbe hydrogeochemickej mapy sme použili program Mapinfo Professional, umožňujúci realizovať tematické mapovanie v digitálnom prostredí vďaka prepojeniu a vizualizácii podkladových tematických vrstiev (topografia, geológia, krajinná pokrývka a využitie územia) a databázy vzoriek. Pri tvorbe prídavných izolíniových máp celkovej mineralizácie, pH a koncentrácie Ca + Mg sme použili program Surfer for Windows a metódu krigovania. Hodnoty izolínií na mapách predstavujú percentily príslušného súboru údajov, s krokom 10 %.

Jednotlivé vyčlenené hydrogeochemické typy podzemných vôd sú charakterizované súbormi dokumentovaných hydrochemických parametrov, ktoré sme podrobili základnému štatistickému spracovaniu. Vypočítané základné štatistické parametre charakterizujúce stredné hodnoty a rozptyl súborov sú uvedené v príslušných tabuľkách. Vzájomný vzťah vybraných chemických zložiek podzemných vôd – hlavne makrochemických – sme študovali korelačnou, prípadne regresnou analýzou. Stupeň vyhranosti chemického zloženia vôd je pri našom hydrogeochemickom hodnotení vyjadrovaný hodnotou ich vnútornej informačnej entropie H_r (podľa Jetela, 1975).

Na výpočet indexov nasýtenia podzemnej vody oproti vybraným minerálom je použitý program PHREEQC2 (Parkhurst a Appelo, 1999). Z výsledkov chemických analýz vody sa v ňom na základe modelu iónovej asociácie počítajú látkové množstvo špécii a hodnoty indexov nasýtenia (SI) vody oproti minerálom a plynom. Hodnoty SI indikujú stav nasýtenia roztoku v porovnaní s minerálom: hodnoty SI blízke nule indikujú rovnovážny stav, záporné hodnoty nedosýtenie roztoku oproti minerálu a kladné hodnoty jeho presýtenie.

5. HYDROGEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

5.1. HYDROGEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNÍN

MEZOZOIKUM

Okrajovo v rozlohe niekoľko 100 m² do územia zasahujú mezozoické jednotky Humenských vrchov. Najstaršou z nich sú bridlice a dolomity karpatského keupru vystupujúce v úzkom pruhu JZ od obce Porúbka. Priemernú prietochnosť vrstiev odhadujeme v rozmedzí $1,0 \cdot 10^{-5} - 3,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s variabilitou prietochnosti n (nedá sa zistiť ani odhadnúť). JZ od obce Porúbka vystupuje na povrch aj úzky pás hornín kapieneckého súvrstvia predstavujúceho bázu jurskej sedimentácie (vápence miestami s polohami bridlíc). Analógiou usudzujeme, že odhad prietochnosti sa pohybuje v rozmedzí $T = 1,0 \cdot 10^{-4} - 3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s nezistenou variabilitou prietochnosti n .

Lokálne – J od obce Modra nad Cirochou tiež v rozlohe niekoľko 100 m² je na území zdokumentovaný povrchový výskyt púchovských slieňov – slieňovce lokálne s vložkami pieskovcov mezozoika bradlového pásma. O hydraulických parametroch hornín tohto celku môžeme iba uvažovať na základe analógie s obdobnými kolektormi v iných regiónoch. Jetel (1999b) v Ľubovnianskej vrchovine a v Pieninách na základe hydrochemickej metódy na 11 zostupných prameňoch pri predpokladanom odhade hrúbky zvodnenej časti pripovrchovej zóny 25 – 50 m zhodnotil odhad priemernej prietochnosti sedimentov kriedy (tehlovočervené slieňovce s vložkami piesčitých vápencov). Kriedové sedimenty bradlového pásma zaradil do intervalu prietochnosti $T = 3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, variabilita nezistená – n . Ten istý odhad prietochnosti sme použili aj na našom hodnotenom území.

O hydraulických parametroch hornín mezozoika nachádzajúceho sa v podloží neovulkanitov máme informáciu iba z jedného hydrogeologického vrtu. Ním bolo zastihnuté mezozoikum Humenských vrchov. Konkrétne išlo o vrt J-2 (Bajo a Szabová, 1976) situovaný na okraji obce Jovsa. Vrt bol hlboký 250 m. Jeho účelom bolo zachytiť minerálnu vodu z podložného mezozoika. Po prevrtaní neovulkanitov od hĺbky 187 m až do konečnej hĺbky boli zdokumentované prevažne jurské vápence a vápencové brekcie, z ktorých v hĺbke 207,5 m bol zistený prítok sirnej minerálnej vody s prelivom $0,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vo výške 0,34 m nad terénom. Úroveň statickej hladiny pred hydrodynamickou skúškou 28. 6. 1974 bola 1,3 m nad terénom. Vrt bol vystrojený len na zachytenie minerálnej vody so zacementovaním priepustných úsekov v neovulkanitoch. Na vystrojenom vrte boli okrem dlhodobej hydrodynamickej skúšky aj počas vrtania vykonané krátkodobé overovacie hydrodynamické skúšky. Prehľad výsledkov podáva tab. 11.

Tab. 11. Hydraulické parametre hornín skúšaného úseku vápencov a vápencových brekcií vo vrte J-2 Jovsa (Oleškák, orig.).

	Y	Z	T_Y	k_Z	Trieda prietochnosti	Trieda priepustnosti
Zabudovaný vrt 200,0 – 250,0 m	4,72	3,02	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	IV	V
Over. HDS 199,0 – 209,3 m	5,07	2,74	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-7}$	III	VI
Over. HDS 224,0 – 250,0 m	4,91	2,51	$8,1 \cdot 10^{-5}$	$3,2 \cdot 10^{-7}$	IV	VI

Vysvetlivky: Over. HDS – overovacia hydrodynamická skúška; Y – index prietochnosti; Z – index priepustnosti; T_Y – odhad koeficienta prietochnosti ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) pri $d = 0$, k_Z = odhad koeficienta filtrácie ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) pri $d = 0$.

Podľa klasifikácie prietochnosti (Krásný, 1993) možno prietochnosť skúšaného 50-metrového úseku na zabudovanom vrte označiť ako nízku (trieda IV). Podľa klasifikácie priepustnosti (Jetel, 1982) možno priepustnosť tohto skúšaného úseku na zabudovanom vrte označiť ako dosť slabú (trieda V).

PALEOGÉN

Obdobne ako v mezozoiku aj jednotky paleogénu vystupujú na povrch len po okrajoch masívu neovulkanitov. Hydrogeologickými vrtmi tu ani v jednom prípade neboli odskúšané tieto kolektory. Ich hydraulické parametre teda odvodzujeme analógiou s inými regiónmi.

Magurský paleogén na povrchu vystupuje v malom útržku SV od obce Hlivišťa, kde ho zastupujú pročské vrstvy (karbonatické pieskovce, ílovce, flyšové vrstvy), a SZ od obce Strihovce vystupujú pieskovce, menej ílovce strihovského súvrstvia. Jetel (1999b) kolektorom pročských vrstiev priradil priemernú prietochnosť v rozsahu $T = 1,0 \cdot 10^{-4} - 3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s variabilitou n . Tento odhad sme prijali aj pri hodnotení kolektorov pročských vrstiev na našom území. Kolektorom strihovského súvrstvia Jetel (1999b) reinterpretáciou 9 hydrogeologických vrtov v pripovrchovej zóne súvrstvia z oblasti Čergova a južnej časti Ondavskej vrchoviny priradil odhad strednej hodnoty (geometrického priemeru) koeficientu prietochnosti $G(T) = 3,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a smerodajnej odchýlky $s_Y = 0,43$. Pre hydrogeologickú mapu nášho územia sme preto prijali odhad priemerného koeficientu prietochnosti $T = 3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s nezistenou variabilitou prietochnosti n .

Juhozápadne od obce Podhorod' na povrch pri okraji územia vystupuje útržok krúžických vrstiev (pieskovce, ílovce, zlepenca – flyšové súvrstvie s prevahou pelitov) paleogénu bradlového pásma. Na základe analógie pre tieto vrstvy odhadujeme priemernú prietochnosť v rozsahu $T = 1,0 \cdot 10^{-4} - 3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s variabilitou n .

V okolí obcí Ptičie a Kamienska na povrchu vystupujú ílovce a pieskovce hutianskeho súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu. Na základe analógie s inými regiónmi východného Slovenska (tab. 12) hutianskemu súvrstviu priraďujeme odhad strednej hodnoty v rozsahu $T = 1,0 \cdot 10^{-4} - 3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s variabilitou n .

Tab. 12. Charakteristika distribúcie hodnôt indexu prietochnosti Y a odhady charakteristiky koeficientu prietochnosti T v skúšaných úsekoch hutianskeho súvrstvia iných regiónov východného Slovenska (Olekšák, orig.).

Oblasť	Zdroj informácie	n	$R(Y)$	$Md(Y)$	$M(Y)$	s_Y	$R(T)$	$Md(T)$	$G(T)$	Trieda prietochnosti a variability
Povodie Popradu a hornej Torysy	Olekšák, 2004b	22	3,58 – 6,82	4,86	4,98	0,758	$3,6 \cdot 10^{-6} - 2,1 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	III d
Hornádska kotlina	Jetel et al., 1997	29	4,01 – 6,34	5,03	5,05	0,584	$1,3 \cdot 10^{-4} - 4,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	III c
Šarišská vrchovina	Zakovič et al., 1993	6	4,37 – 5,23	4,70	4,72	0,50	$1,2 \cdot 10^{-4} - 1,4 \cdot 10^{-2}$	$7,7 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$	IV c

Vysvetlivky: n – počet údajov; $R(Y)$ – rozpätie zistených hodnôt indexu prietochnosti Y ; $Md(Y)$ – medián zistených hodnôt Y ; $M(Y)$ – aritmetický priemer zistených hodnôt Y ; s_Y – smerodajná odchýlka zistených hodnôt Y (s parametrom $n - 1$); $R(T)$ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) – rozpätie odhadu hodnoty koeficientu prietochnosti T ; $Md(T)$ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) – medián zistených hodnôt T ; $G(T)$ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) – geometrický priemer zistených hodnôt T .

SEDIMENTÁRNY NEOGÉN

Sedimenty neogénnej molasy tiež vzhľadom na svoj okrajový povrchový výskyt v podhorí neovulkanitov neboli nikdy výraznejším predmetom záujmu hydrogeologických prác. Na hodnotenom území sedimenty vystupujú na povrch v záreze potoka pretekajúceho Modrou nad Cirochou (ílovce a prachovce egenburgu) a v malom útržku SZ od Trnavy pri Laborci (ílovce s polohami pieskovcov vranovského súvrstvia bádenu). Na zhodnotenie priepustnosti a prietochnosti kolektorov máme k dispozícii iba údaje z hydrogeologického vrtu HVT-1 vo vranovskom súvrství v Trnave pri Laborci (Ostrolucký, 1979). Informáciu o hydraulických parametroch podáva tab. 13.

Podľa Krásného (1993) možno prietochnosť skúšaného úseku označiť ako nízku (trieda IV). Podľa Jetela (1982) možno priepustnosť skúšaného úseku označiť ako dosť slabú (trieda V).

Prietočnosť vranovského súvrstvia overenú vo vrte HVT-1 považujeme za nízku. Odhad priemernej prietočnosti vranovského súvrstvia skôr predpokladáme v rozsahu $T = 3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s variabilitou n .

Odhad priemernej prietočnosti ílovcov a prachovcov egenburgu predpokladáme v rozsahu $T = 1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s variabilitou n .

Vo Vyšnej Rybnici Wagner (1969) pod sedimentmi kvartéru na plytkom hydrogeologickom vrte hydrodynamickou skúškou odskúšal kolektor molasových sedimentov panónu (silty a piesčité íly). Informáciu o výsledkoch podáva tab. 14. Sedimenty panónu nevystupujú na povrchu územia.

Podľa Krásného (1993) možno prietočnosť skúšaného úseku označiť ako nízku (trieda IV). Podľa Jetela (1982) možno priepustnosť skúšaného úseku označiť ako dosť slabú (trieda V).

Tab. 13. Hydraulické parametre hornín skúšaného úseku vranovského súvrstvia vo vrte HVT-1 Trnava pri Laborci (Olekšák, orig.).

	Y	Z	T_Y	k_Z	Trieda prietočnosti	Trieda priepustnosti
Zabudovaný vrt 6,5 – 16,5 m	4,15	3,00	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	IV	V

Tab. 14. Hydraulické parametre hornín skúšaného úseku sedimentov panónu vo vrte Vyšná Rybnica (Olekšák, orig.).

	Y	Z	T_Y	k_Z	Trieda prietočnosti	Trieda priepustnosti
Zabudovaný vrt 3,5 – 18,0 m	4,63	3,66	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-6}$	IV	V

NEOVULKANITY

Hodnotenie hydraulických parametrov hornín priamymi metódami

Informácie o priemernej prietočnosti a priemernej priepustnosti neovulkanitov Vihorlatských vrchov boli získané interpretáciou výsledkov hydrodynamických skúšok v 130 skúšaných úsekoch 63 hydrogeologických vrto. Vrty boli hlboké 10,8 – 350,0 m. Hĺbka stredov skúšaných úsekov sa pohybovala v rozpätí 6,4 – 275,0 m s mediánom hĺbky stredu skúšaného úseku v 43,8 m.

Hodnoty indexu prietočnosti Y (tab. 15) skúšaných úsekov ($n = 96$) sa pohybujú v rozpätí $Y = 4,01 - 6,88$, čo zodpovedá štandardnej mernej výdatnosti $q = 0,01 - 7,52 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Mediánu indexu prietočnosti $Md(Y) = 5,50$ zodpovedá medián štandardnej mernej výdatnosti $Md(q) = 0,32 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Aritmetický priemer $M(Y) = 5,45$ zodpovedá geometrickému priemeru štandardnej mernej výdatnosti $G(q) = 0,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Koeficient šikmosti celého hodnoteného súboru ($As(Y) = -0,044$) svedčí o veľmi miernej, nepodstatnej, pravostrannej (negatívnej) asymetrii indexu Y oproti normálnemu rozdeleniu. Koeficient špicatosti $Ex(Y) = -0,604$ poukazuje, že rozdelenie hodnôt indexu prietočnosti je oproti normálnemu rozdeleniu výrazne plochšie (menej koncentrované okolo strednej hodnoty).

Podľa klasifikácie prietočnosti (Krásný, 1993) možno priemernú prietočnosť všetkých skúšaných úsekov neovulkanitov Vihorlatských vrchov (tab. 16; $G(T) = 5,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $s_Y = 0,649$) označiť ako strednú (trieda III) s veľkou variabilitou (podtrieda IIIId).

V tab. 17 je uvedená charakteristika distribúcie indexu Z v skúšaných úsekoch neovulkanitov. Im zodpovedajúce hodnoty koeficientov filtrácie k uvádza tab. 18.

Podľa osemstupňovej klasifikácie priepustnosti (Jetel, 1982) sú neovulkanity (tab. 17, 18; geometrický priemer $G(k) = 1,0 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $s_Z = 0,645$) charakterizované ako mierne priepustné (trieda IV) s veľkou variabilitou (podtrieda IVd). Koeficient šikmosti celého hodnoteného súboru ($As(Z) = -0,121$) svedčí o miernej pravostrannej (negatívnej) asymetrii indexu Y oproti normálnemu rozdeleniu. Koeficient špicatosti $Ex(Z) = -0,579$ poukazuje na to, že rozdelenie hodnôt indexu prietočnosti je oproti normálnemu rozdeleniu výrazne plochšie (menej koncentrované okolo strednej hodnoty).

Súbory údajov neovulkanitov sú rozčlenené na čiastkové súbory (tab. 15, 16, 17, 18) podľa podielu sumárnej hrúbky lávových prúdov, extruzív a intruzív na celkovej dĺžke skúšaného úseku. Išlo teda

o percentuálne vyjadrenie podielu efuzívnych, extruzívnych a intruzívnych hornín vo vzťahu k prítomnosti vulkanoklastík, ktoré sa tiež podieľali na geologickej stavbe v skúšaných úsekoch neovulkanitov. Tento podiel je označený symbolom \underline{a} (Jetel, 1993b, 1996, 1997a). Súbory údajov boli rozdelené na 4 podsúbory. Podsúbory \underline{a} 0 – 20 % (t. j. podsúbor s dominantným zastúpením vulkanoklastík v skúšaných úsekoch), podsúbory \underline{a} 21 – 50 %, podsúbory \underline{a} 51 – 80 % (podsúbory so zmiešaným obsahom lávových prúdov, extruzív, intruzív a vulkanoklastík) a podsúbory \underline{a} 81 – 100 % (podsúbory s dominantným zastúpením lávových prúdov, extruzív a intruzív na celkovej dĺžke skúšaných úsekov).

Tab. 15. Charakteristika rozdelenia indexu prietochnosti Y v neovulkanitoch hodnoteného regiónu (Olekšák, orig.).

a (%)	n	R(Y)	Md(Y)	M(Y)	M1 – M2	s_Y	As(Y)	Ex(Y)
0 – 20	33	4,01 – 6,88	5,51	5,33	5,15 – 5,51	0,616	-0,387	-0,129
21 – 50	21	4,63 – 6,78	5,70	5,73	5,50 – 5,96	0,601	-0,062	-0,650
51 – 80	18	4,61 – 6,88	5,69	5,66	5,40 – 5,92	0,614	0,013	-0,510
81 – 100	24	4,34 – 6,62	5,01	5,20	4,97 – 5,43	0,653	0,487	-0,868
Spolu	96	4,01 – 6,88	5,50	5,45	5,34 – 5,56	0,649	-0,044	-0,604

Vysvetlivky: a (%) – podiel lávových prúdov, extruzív a intruzív na celkovej dĺžke skúšaného úseku v neovulkanitoch; M1, M2 – dolná a horná hranica intervalov spoľahlivosti stanovenia priemerných hodnôt Y pre 90-percentnú pravdepodobnosť; As(Y) – koeficient šikmosti zistených hodnôt Y ; Ex(Y) – koeficient špicatosti zistených hodnôt Y .

Tab. 16. Charakteristika rozdelenia koeficientu prietochnosti T v neovulkanitoch hodnoteného regiónu (Olekšák, orig.).

a (%)	n	R(T)	Md(T)	G(T)	G1 – G2	E(T)	c_T
0 – 20	33	$1,4 \cdot 10^{-5} - 1,4 \cdot 10^{-2}$	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4} - 6,7 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	IIIId
21 – 50	21	$6,8 \cdot 10^{-5} - 1,8 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-4} - 2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	IId
51 – 80	18	$6,5 \cdot 10^{-5} - 2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$9,9 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4} - 1,9 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	IId
81 – 100	24	$3,2 \cdot 10^{-5} - 1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4} - 5,4 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	IIIId
Spolu	96	$1,4 \cdot 10^{-5} - 2,4 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-4} - 7,6 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	IIIId

Vysvetlivky: G1, G2 ($m^2 \cdot s^{-1}$) – dolná a horná hranica intervalov spoľahlivosti stanovenia priemerných hodnôt T pre 90-percentnú pravdepodobnosť; E(T) ($m^2 \cdot s^{-1}$) – matematická nádej lognormálne rozdelených hodnôt T s použitím Aitchisonovej a Brownovej funkcie; c_T – trieda prietochnosti a variability.

Tab. 17. Charakteristika rozdelenia indexu priepustnosti Z v neovulkanitoch hodnoteného regiónu (Olekšák, orig.).

a (%)	n	R(Z)	Md(Z)	M(Z)	M1 – M2	s_Z	As(Z)	Ex(Z)
0 – 20	33	2,03 – 4,98	3,78	3,57	3,57 – 3,79	0,679	-0,394	-0,456
21 – 50	21	2,61 – 4,68	3,77	3,73	3,36 – 3,78	0,647	-0,270	-1,120
51 – 80	18	2,55 – 4,58	3,74	3,65	3,48 – 3,98	0,641	-0,024	-1,254
81 – 100	24	2,71 – 5,20	3,55	3,78	3,38 – 3,92	0,618	0,567	-0,398
Spolu	96	2,03 – 5,20	3,70	3,68	3,56 – 4,00	0,645	-0,121	-0,579

Vysvetlivky: M1, M2 – dolná a horná hranica intervalov spoľahlivosti stanovenia priemerných hodnôt Z pre 90-percentnú pravdepodobnosť; As(Z) – koeficient šikmosti zistených hodnôt Z ; Ex(Z) – koeficient špicatosti zistených hodnôt.

Tab. 18. Charakteristika rozdelenia koeficientu filtrácie k v neovulkanitoch hodnoteného regiónu (Olekšák, orig.).

a (%)	n	R(k)	Md(k)	G(k)	G1 – G2	E(k)	C_k
0 – 20	33	$1,4 \cdot 10^{-7} - 2,8 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$4,3 \cdot 10^{-6} - 1,3 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	Vd
21 – 50	21	$6,6 \cdot 10^{-7} - 1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-6} - 2,3 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	IVd
51 – 80	18	$6,0 \cdot 10^{-7} - 1,2 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$8,4 \cdot 10^{-6}$	$4,8 \cdot 10^{-6} - 1,8 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-5}$	IVd
81 – 100	24	$7,2 \cdot 10^{-7} - 4,6 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$7,4 \cdot 10^{-6} - 2,0 \cdot 10^{-5}$	$3,2 \cdot 10^{-5}$	Vd
Spolu	96	$1,4 \cdot 10^{-7} - 4,6 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$7,0 \cdot 10^{-6} - 1,4 \cdot 10^{-5}$	$3,2 \cdot 10^{-5}$	IVd

Vysvetlivky: R(k) ($m \cdot s^{-1}$) – rozpätie zistených hodnôt k ; Md(k) ($m \cdot s^{-1}$) – medián zistených hodnôt k ; G(k) ($m \cdot s^{-1}$) – geometrický priemer hodnôt k ; G1, G2 ($m \cdot s^{-1}$) – dolná a horná hranica intervalov spoľahlivosti stanovenia priemerných hodnôt k pre 90-percentnú pravdepodobnosť; E(k) ($m \cdot s^{-1}$) – matematická nádej lognormálne rozdelených hodnôt k s použitím Aitchisonovej a Brownovej funkcie; C_k – trieda priepustnosti a variability.

Porovnaním zistených priemerov $M(Y)$ jednotlivých podsúborov a konštatujeme, že medzi litologicky „homogénnymi“ podsúbormi a 0 – 20 % a a 81 – 100 % nie je významný rozdiel v odhade priemernej prietochnosti. Litologicky zmiešané podsúbory a 21 – 50 % a a 51 – 80 % majú oproti zvyšným dvom podsúborom vyššiu priemernú prietochnosť $M(Y)$. Signifikantný rozdiel priemernej prietochnosti $M(Y)$ je medzi podsúborom a 21 – 50 % a podsúborom a 81 – 100 % so štatistickou významnosťou (istotou) $P = 99,3$ %. Signifikantný je aj rozdiel priemernej prietochnosti $M(Y)$ medzi podsúborom a 21 – 50 % a podsúborom a 0 – 20 % s $P = 97,7$ % a rozdiel v prietochnosti $M(Y)$ medzi podsúbormi a 51 – 80 % a a 81 – 100 % s $P = 98,8$ %. Rozdiely v prietochnosti $M(Y)$ medzi podsúbormi a 51 – 80 % a a 0 – 20 % vykazujú štatistickú istotu $P = 89,1$ %.

Pri odhadoch stredných hodnôt priepustnosti $M(Z)$ v podsúboroch a nás zaujímal test rozdielu významnosti priepustnosti medzi vulkanoklastikami (a 0 – 20 %) a efuzívami (a 81 – 100 %). Test nepoukázal na významné rozdiely v odhadoch priemernej priepustnosti, štatistická istota $P = 75,7$ %.

Hodnotenie priepustnosti a prietochnosti kolektorov v celom pohorí Vihorlatských vrchov podal Jetel (1997a). Vzhľadom na skutočnosť, že nami hodnotený región tvoril podstatnú časť tohto územia, jeho hodnotenie uvádzame nižšie.

Informácie o priemernej prietochnosti a priemernej priepustnosti hornín boli získané interpretáciou výsledkov hydrodynamických skúšok v 86 skúšaných úsekoch 72 hydrogeologických vrtov. Vrty boli hlboké 20,0 – 350,0 m. Hĺbka stredov skúšaných úsekov sa pohybovala v rozpätí 12,0 – 205,0 m s mediánom hĺbky stredu skúšaného úseku v Z časti územia 32,0 m a s mediánom hĺbky stredu skúšaného úseku vo V časti územia 68,0 m. Hĺbka spodných okrajov skúšaných úsekov najčastejšie dosahovala do hĺbky 40,0 – 120,0 m. V Z časti územia spodné okraje skúšaných úsekov najčastejšie zasahovali do hĺbky 25,0 – 110,0 m a vo V časti územia spodné okraje skúšaných úsekov najčastejšie zasahovali do hĺbky 80,0 – 125,0 m (Jetel, 1997a).

Charakteristika distribúcie hodnôt Y , Z , k , T je spracovaná v tab. 19 a 20.

Nápadná je zvýšená hodnota $M(Y)$ pre podsúbor a 21 – 50 % a rozdiel medzi vyššími hodnotami $M(Y)$ „zmiešaných“ podsúborov s a 21 – 50 % a 51 – 80 % oproti nižším hodnotám „čistých“ podsúborov a 0 – 20 % a najmä 81 – 100 %. Najvyššiu štatistickú významnosť (so štatistickou istotou väčšou ako 99,9 %) má rozdiel v $M(Y)$ medzi podsúbormi a 21 – 50 % a 81 – 100 %, pričom však významne vyššiu priemernú prietochnosť vykazuje podsúbor s prevahou vulkanoklastík oproti podsúboru s výraznou prevahou andezitov. So štatistickou istotou vyššou ako 99,5 % sa preukázala vyššia priemerná prietochnosť v podsúbore a 21 – 50 % oproti podsúboru a 0 – 20 %. Signifikantný (P nad 95 %) je aj rozdiel medzi vyššou hodnotou $M(Y)$ podsúboru a 51 – 80 % oproti podsúboru a 0 – 20 % (Jetel, 1997a).

Tab. 19. Charakteristika distribúcie hodnôt indexu prietochnosti Y a koeficientu prietochnosti T v skúšaných úsekoch neovulkanitov Vihorlatských vrchov (Jetel, 1997a).

a (%)	n	R(Y)	Md(Y)	M(Y)	s_Y	G(T)	G1 – G2
0 – 20	19	4,37 – 6,00	5,33	5,33	0,507	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4} - 7,1 \cdot 10^{-4}$
21 – 50	23	4,57 – 6,78	5,89	5,84	0,581	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$9,3 \cdot 10^{-4} - 2,7 \cdot 10^{-3}$
51 – 80	17	4,73 – 7,03	5,50	5,69	0,585	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-4} - 2,0 \cdot 10^{-3}$
81 – 100	25	4,26 – 6,62	5,01	5,22	0,635	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4} - 5,6 \cdot 10^{-4}$
Spolu	84	4,26 – 7,03	5,50	5,51	0,630	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4} - 9,1 \cdot 10^{-4}$

Tab. 20. Charakteristika distribúcie hodnôt indexu priepustnosti Z a koeficientu filtrácie k v skúšaných úsekoch neovulkanitov Vihorlatských vrchov (Jetel, 1997a).

a (%)	n	R(Z)	Md(Z)	M(Z)	s_Z	G(k) $m \cdot s^{-1}$	G1 – G2
0 – 20	19	2,77 – 4,75	3,71	3,68	0,515	$9,5 \cdot 10^{-6}$	$5,6 \cdot 10^{-6} - 1,6 \cdot 10^{-5}$
21 – 50	23	2,87 – 4,68	4,07	3,93	0,526	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-5} - 3,2 \cdot 10^{-5}$
51 – 80	17	2,80 – 5,11	3,65	3,80	0,662	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$6,7 \cdot 10^{-6} - 2,8 \cdot 10^{-5}$
81 – 100	25	2,71 – 5,15	3,66	3,86	0,673	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$7,6 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-5}$
Spolu	84	2,71 – 5,15	3,73	3,83	0,596	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5} - 1,9 \cdot 10^{-5}$

Rozdiely priemerných indexov priepustnosti $M(Z)$ medzi jednotlivými podsúbormi nie sú také významné. Najvýraznejšie sa líši vyššia hodnota $M(Z)$ podsúboru \underline{a} 21 – 50 % od hodnoty z podsúboru \underline{a} 0 – 20 % (štatistická istota $P = 93 \%$). Málo významné ($P = 82 \%$) je zvýšenie priemernej priepustnosti v podsúbore s výraznou prevahou andezitov (\underline{a} 81 – 100 %) oproti podsúboru s výraznou prevahou vulkanoklastík (\underline{a} 0 – 20 %) (Jetel, 1997a).

Podľa klasifikácie prietochnosti (Krásný, 1993) možno priemernú prietochnosť všetkých skúšaných úsekov hodnotených Jetelom (1997a) v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov ($G(T) = 6,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $s_Y = 0,630$) označiť ako strednú (trieda III) s veľkou variabilitou (podtrieda IIIId). Podľa osemstupňovej klasifikácie priepustnosti (Jetel, 1982) sú neovulkanity ($G(k) = 1,4 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $s_Z = 0,596$) charakterizované ako mierne priepustné (trieda IV) so zväčšenou variabilitou (podtrieda IVc).

Na porovnanie v tab. 21, 22, 23, 24 udávame aj charakteristiku prietochnosti a priepustnosti kolektorov neovulkanitov v iných doteraz spracovaných regiónoch podľa priamych metód (Olekšák, 2002a).

Štatistickým spracovaním údajov z hydrodynamických skúšok v hydrogeologických vrtoch bolo preukázané, že odhady koeficientu prietochnosti nášho regiónu spolu s ostatnými 2 porovnávanými oblasťami neovulkanitov (Slanské vrchy, časť Štiavnických vrchov) majú navzájom veľmi blízke hodnoty (tab. 16, 19, 23). Tie sa pohybujú v rozpätí $G(T) = 5,7 \cdot 10^{-4} - 7,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Tak je to aj pri výpočte dolných a horných hraníc intervalov spoľahlivosti priemerných hodnôt $G(T)$ s 90-percentnou pravdepodobnosťou (tab. 16, 19, 23), kde dolné hranice intervalov spoľahlivosti všetkých 3 spomínaných území sa pohybujú v rozpätí hodnôt $G1 = 4,3 \cdot 10^{-4} - 5,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a horné hranice v rozpätí hodnôt $G2 = 7,6 \cdot 10^{-4} - 9,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Odhady stredných hodnôt koeficientu filtrácie nášho regiónu k ostatným 2 oblastiam sú taktiež veľmi blízke. Odhady geometrického priemeru koeficientu filtrácie (tab. 18, 20, 24) $G(k) = 1,0 \cdot 10^{-5} - 1,9 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Dolné hranice intervalov spoľahlivosti stanovenia priemernej hodnoty koeficientu filtrácie $G(k)$ pre 90-percentnú spoľahlivosť (tab. 18, 20, 24) sa pohybujú v rozmedzí $G1 = 7,0 \cdot 10^{-6} - 1,2 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a horné hranice intervalov sa pohybujú v rozmedzí

Tab. 21. Charakteristika rozdelenia indexu prietochnosti Y v hodnotených úsekoch neovulkanitov iných regiónov (Olekšák, 2002a).

Hodnotený celok	n	R(Y)	Md(Y)	M(Y)	s_Y	As(Y)	Ex(Y)
Slanské vrchy	69	3,68 – 6,87	5,65	5,53	0,677	-0,297	-0,284
Štiavnické vrchy v SV časti okresu Levice	88	3,42 – 7,22	5,52	5,52	0,787	-0,116	-0,212

Tab. 22. Charakteristiky rozdelenia indexu priepustnosti Z v hodnotených úsekoch neovulkanitov iných regiónov (Olekšák, 2002a).

Hodnotený celok	n	R(Z)	Md(Z)	M(Z)	s_Z	As(Z)	Ex(Z)
Slanské vrchy	69	2,12 – 5,56	3,79	3,71	0,687	-0,212	0,304
Štiavnické vrchy v SV časti okresu Levice	88	1,63 – 5,51	4,00	3,95	0,840	-0,212	-0,349

Tab. 23. Charakteristika rozdelenia koeficientu prietochnosti T v hodnotených úsekoch neovulkanitov iných regiónov (Olekšák, 2002a).

Hodnotený celok	n	R(T)	Md(T)	G(T)	G1 – G2	E(T)	c_T
Slanské vrchy	69	$5,7 \cdot 10^{-6} - 2,3 \cdot 10^{-2}$	$9,7 \cdot 10^{-4}$	$7,1 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4} - 9,9 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	IIIId
Štiavnické vrchy v SV časti okresu Levice	88	$2,9 \cdot 10^{-6} - 5,7 \cdot 10^{-2}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$	$4,7 \cdot 10^{-4} - 9,9 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	IIIId

Tab. 24. Charakteristika rozdelenia koeficientu filtrácie k v hodnotených úsekoch neovulkanitov iných regiónov (Olekšák, 2002a).

Hodnotený celok	n	R(k)	Md(k)	G(k)	G1 – G2	E(k)	C_k
Slanské vrchy	69	$1,6 \cdot 10^{-7} - 1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$7,4 \cdot 10^{-6} - 1,5 \cdot 10^{-5}$	$3,7 \cdot 10^{-5}$	IVd
Štiavnické vrchy v SV časti okresu Levice	88	$4,7 \cdot 10^{-8} - 9,1 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-5} - 2,7 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	IVe

$G_2 = 1,4 \cdot 10^{-5} - 2,7 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Výpočty štatistických ukazovateľov prietochnosti a priepustnosti teda poukazujú, že nami stanovená charakteristika priepustnosti a prietochnosti v regióne Vihorlatských vrchov sa výrazne neodlišuje od iných doteraz spracovaných regiónov neovulkanitov.

Štatistický rozbor v jednotlivých oblastiach taktiež poukázal na málo významné až nevýznamné rozdiely v priemernej priepustnosti medzi otvorenými úsekmi, ktoré boli tvorené prevažne efuzívnymi horninami ($\underline{a} = 81 - 100 \%$), a otvorenými úsekmi v prevažne vulkanoklastických horninách ($\underline{a} = 0 - 20 \%$). Štatistické istoty, ktorými boli testované rozdiely v priemerných hodnotách, sa pohybovali od 82 % (neovulkanity Vihorlatských vrchov spracované Jetelom (1997a) do 28 % (neovulkanity Štiavnických vrchov v SV časti okresu Levice). V ostatných podsúboroch \underline{a} s rôznym podielom andezitov a vulkanoklastík boli v niektorých prípadoch preukázané rozdiely (Jetel, 1997a; Olekšák, 2002a), no v celkovom hodnotení všetkých troch oblastí nie sú považované za všeobecne platné.

Rozbory potvrdzujú názor Jetela (1993b, 1997a), že prvotné rozdiely v priepustnosti medzi vulkanoklastikami a výlevnými horninami boli eliminované tektonickými procesmi, vznikom puklín pri tuhnutí lávy a exogénnymi činiteľmi.

Hodnotenie hydraulických parametrov hornín nepriamymi metódami

Hydrochemická metóda odhadu priemernej priepustnosti a prietochnosti vychádzajúca z chemického zloženia vôd zostupných prameňov a náležiaca do skupiny nepriamych metód bola ako prvá použitá práve v regióne Vihorlatských vrchov (Jetel a Rybářová, 1983).

Samotná metóda vychádza z modelu tvorby chemického zloženia vody jednoduchého zostupného prameňa, napájaného prúdom podzemnej vody postupujúcim k prameňu po svahu laterálne pripovrchovou zónou a dopĺňaným infiltráciou zrážok rovnomerne po celej dĺžke tohto prúdu. Model definujú tieto podmienky (Jetel, 2002b):

- relatívne krátky vertikálny zostup infiltrovanej vody cez pôdu a nenasýtenú zónu do prvej zvodne, t. j. do nasýtenej časti pripovrchovej zóny;
- zostupne laterálny pohyb podzemnej vody v nasýtenej časti pripovrchovej zóny smerom po svahu k výveru zostupného prameňa;
- približná zhoda priemerného sklonu hladiny prvej zvodne v úseku zostupne laterálneho pohybu s priemerným sklonom povrchu terénu (celého svahu nad prameňom);
- kvázilineárny rast koncentrácie M_i uvažovanej zložky i s dĺžkou laterálnej filtrácie.

Výslednú koncentráciu zložky i potom vo vode prameňa určuje vzťah

$$M_i = M_{i0} + \Delta M_i \quad (6),$$

kde M_{i0} = začiatková koncentrácia zložky i vstupujúca do procesu kvázilineárneho rastu (t. j. koncentrácia vo vode po vertikálnom zostupe cez pôdu a nenasýtenú zónu), ΔM_i = prírastok koncentrácie počas laterálneho prúdenia od infiltrácie po prameň.

Teoretická analýza vzťahov medzi hydrochemickými a hydrodynamickými ukazovateľmi (Jetel a Rybářová, 1985; Jetel, 1989) ukázala, že prírastok ΔM_i možno vyjadriť ako:

$$\Delta M_i = (w_i/k) \cdot (m_A/m_e) \cdot (L/J) \quad (7),$$

kde w_i = rýchlosť prechodu zložky i z objemovej jednotky horniny do vody, t. j. interakčná rýchlosť pre zložku i ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$), k = priemerná efektívna hodnota koeficientu filtrácie pripovrchovej zóny ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), m_A = koeficient účinnosti filtračného prierezu („kinematická pórovitosť“ ako pomer prierezu aktívnych pórových kanálov k celkovému filtračnému prierezu), m_e = pórovitosť horniny efektívna z hľadiska chemických reakcií medzi vodou a horninou, L = priemerná dĺžka dráhy laterálnej filtrácie v pripovrchovej zóne, J = priemerný sklon hladiny prvej zvodne aproximovaný priemerným sklonom povrchu terénu (svahu) medzi začiatkom filtrácie a výverom. Hodnota L/J v podstate charakterizuje čas trvania kontaktu medzi vodou a horninovým prostredím (Jetel, 2002b).

Štatistickou analýzou vzťahov medzi koncentráciou M_i a hodnotami parametra L/J pre vybrané súbory údajov o zostupných prameňoch z určitého hydrogeologicky kvázihomogénneho územia (Jetel, 1989) získame pre každú skúmanú zložku i regresnú lineárnu rovnicu typu:

$$M_i = a_i + b_i(L/J) \quad (8).$$

Hodnoty M_i získame chemickými analýzami vôd prameňov, hodnoty L a J zistíme z topografickej (vrstevnicovej) mapy. Za hodnotu L sa spravidla dosadzuje polovičná dĺžka napájacieho svahu (Jetel, 1989), t. j. polovičná vzdialenosť medzi pramenným výverom a najvyšším bodom, od ktorého priteká infiltrovaná voda k prameňu (s rešpektovaním skutočného priebehu hydrogeologickej rozvodnice).

Výber jednotlivých zložiek na zostavenie vyššie uvedených rovníc typu závisí od konkrétnych prejavov lineárnej regresnej závislosti koncentrácie zložky od parametra L/J v skúmanom súbore údajov. Podľa získaných skúseností sa v skúmanom súbore údajov odporúča skúmať závislosť koncentrácie M_i od hodnôt L/J . Najprv sa odporúča skúmať závislosť koncentrácie M_i od hodnôt L/J pre celkovú mineralizáciu CM a pre všetky hlavné ióny zloženia vôd dostupných prameňov – t. j. Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- . V ďalšom postupe je potrebné stanoviť hodnoty výberových koeficientov lineárnej korelácie a určiť štatistické istoty existencie lineárnych korelácií pre každú z hodnotených zložiek. Z hodnotenia sú vylúčené tie zložky, kde je nevyhovujúca hladina významnosti (príliš nízka štatistická istota existencie korelácie).

Koeficient filtrácie odhadnutý z hydrochemických údajov k_{ch} ($m \cdot s^{-1}$) získame zo vzťahu:

$$k_{ch} = (1/b_i) \cdot w_i \cdot m_A/m_e \quad (9).$$

Praktická aplikácia metódy je podmienená znalosťou alebo hodnoverným odhadom interakčnej rýchlosti w_i a pomeru m_A/m_e . V súčasnosti prijímame v záujme porovnateľnosti jednotlivých regiónov predpoklad približne konštantnej hodnoty $m_A/m_e = 0,4$ pri bežnej priepustnosti a hodnoty $m_A/m_e = 0,2$ pre horniny s veľmi nízkou priepustnosťou (Jetel, 2002b). V tab. 25 sú uvedené odhady interakčnej rýchlosti w_i vychádzajúce zo súčasného stavu poznatkov (Jetel et al., 1993).

Tab. 25. Pravdepodobné rozpätie a mediány interakčnej rýchlosti w_i podľa súčasných poznatkov (Jetel et al., 1993).

w_i	w(min)	w(max)	Md(w)
w(CM)	$5,8 \cdot 10^{-8}$	$7,1 \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-7}$
w(Ca)	$8,4 \cdot 10^{-9}$	$1,2 \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-8}$
w(Mg)	$2,2 \cdot 10^{-9}$	$1,4 \cdot 10^{-8}$	$1,1 \cdot 10^{-8}$
w(Na)	$5,8 \cdot 10^{-9}$	$6,2 \cdot 10^{-9}$	$6,0 \cdot 10^{-9}$
w(HCO_3)	$4,5 \cdot 10^{-8}$	$5,9 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$
w(SO_4)	$3,6 \cdot 10^{-8}$	$5,9 \cdot 10^{-8}$	$5,1 \cdot 10^{-8}$
w(Cl)	$3,4 \cdot 10^{-8}$	$4,8 \cdot 10^{-8}$	$4,1 \cdot 10^{-8}$

Vysvetlivky: w(min), w(max), Md(w) – pravdepodobné minimálne, maximálne a mediánové hodnoty interakčnej rýchlosti w_i ($g \cdot m^{-3} \cdot s^{-1}$); CM – celková mineralizácia.

Z odhadov k_{ch} odvodíme odhad prietochnosti pripovrchovej zóny:

$$T_{ch} = k_{ch} \cdot H \quad (10),$$

kde H = prijatá efektívna hrúbka zvodnenej časti pripovrchovej zóny (m).

Odhady k_{ch} a T_{ch} možno pokladať za určité relatívne ukazovatele geohydraulických vlastností pripovrchovej zóny na svahoch územia (Jetel, 2002b).

Prvé hodnoty interakčnej rýchlosti w_i spočiatku používané aj pre iné regióny boli odvodené práve vo Vihorlatských vrchoch (Jetel a Rybářová, 1983) a neskôr boli empiricky upresňované do súčasne platných hodnôt (Jetel et al., 1993). Bol aj rozšírený pôvodný počet sledovaných zložiek z 3 na súčasných 7 (tab. 25).

Údaje z hydrochemickej metódy v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov spracované Jetelom (1989) sú zaznamenané v tab. 26. Pozornosť bola vtedy zameraná na overovanie možnosti výskytu významnej regresnej závislosti 3 zložiek – celkovej mineralizácie CM ($mg \cdot l^{-1}$), HCO_3^- ($mg \cdot l^{-1}$), Ca^{2+} ($mg \cdot l^{-1}$) – od parametra L/J . V tab. 27 sú spracované odhady koeficientov filtrácie k_{ch} podľa rovnice (9) z údajov v tab. 26 a podľa interakčnej rýchlosti z tab. 25.

Olekšák (2003, 2004a) vykonal vo Vihorlatských vrchoch výber dostupných prameňov z dokumentácie databáz chemických rozborov prameňov Baja et al. (1976). Do konečného hodnotenia vybral 16 chemických analýz zo 14 dostupných prameňov.

Tab. 26. Závislosť celkovej mineralizácie CM , koncentrácie HCO_3^- a Ca^{2+} od parametra L/J v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov (Jetel, 1989).

i	n	r^2	a_i ($g \cdot m^{-3}$)	b_i ($g \cdot m^{-4}$)
CM	22	0,826	70,9	0,0182
HCO_3^-	22	0,859	7,4	0,0122
Ca	22	0,820	6,5	0,00182

Vysvetlivky: i – hodnotená zložka; r^2 – koeficient determinácie; a_i – lokujúca regresná konštanta z rovnice (8); b_i – regresný koeficient z rovnice (8); CM, HCO_3^- , Ca^{2+} v $mg \cdot l^{-1}$; L/J v m.

Tab. 27. Odhady koeficientov filtrácie k_{ch} podľa druhu interakčnej rýchlosti w_i z publikovaných údajov Jetela (1989).

i	n	r^2	r	P (%)	Min(k_{ch}) ($m \cdot s^{-1}$)	Max(k_{ch}) ($m \cdot s^{-1}$)	Md(k_{ch}) ($m \cdot s^{-1}$)
CM	22	0,826	0,909	99,08	$1,27 \cdot 10^{-6}$	$1,56 \cdot 10^{-5}$	$4,40 \cdot 10^{-6}$
HCO_3^-	22	0,859	0,927	99,96	$1,48 \cdot 10^{-6}$	$1,93 \cdot 10^{-5}$	$3,28 \cdot 10^{-6}$
Ca	22	0,820	0,906	99,93	$1,85 \cdot 10^{-6}$	$2,64 \cdot 10^{-5}$	$4,40 \cdot 10^{-6}$

Vysvetlivky: r – výberový koeficient lineárnej korelácie; P (%) – štatistická istota existencie korelačného vzťahu vyjadrená ako $P = 100 \cdot (1 - \alpha)$, kde α – hladina významnosti (možnosť omylu); Min(k_{ch}) ($m \cdot s^{-1}$) – odhad koeficientu filtrácie odvodený z rovnice (9) podľa minimálnych hodnôt interakčnej rýchlosti w_i (tab. 25); Md(k_{ch}) ($m \cdot s^{-1}$) – odhad koeficientu filtrácie odvodený z rovnice (9) podľa mediánových hodnôt interakčnej rýchlosti w_i (tab. 25); Max(k_{ch}) ($m \cdot s^{-1}$) – odhad koeficientu filtrácie odvodený z rovnice (9) podľa maximálnych hodnôt interakčnej rýchlosti w_i (tab. 25).

Tab. 28. Závislosť celkovej mineralizácie CM a koncentrácie vybraných iónov od parametra L/J a odhady koeficientov filtrácie k_{ch} podľa druhu interakčnej rýchlosti w_i (Olekšák, 2004a).

i	n	r^2	r	P (%)	a_i ($g \cdot m^{-3}$)	b_i ($g \cdot m^{-4}$)	Min(k_{ch}) ($m \cdot s^{-1}$)	Max(k_{ch}) ($m \cdot s^{-1}$)	Md(k_{ch}) ($m \cdot s^{-1}$)
CM	16	0,656	0,810	99,33	78,444	0,0145	$1,60 \cdot 10^{-6}$	$1,96 \cdot 10^{-5}$	$5,52 \cdot 10^{-6}$
HCO_3^-	16	0,720	0,849	99,61	12,659	0,0088	$2,05 \cdot 10^{-6}$	$2,68 \cdot 10^{-5}$	$4,55 \cdot 10^{-6}$
SO_4^{2-}	16	0,115	-0,338	75,13	11,231	-0,0007	-2,06E-05	-3,37E-05	-2,9E-05
Cl	16	0,127	-0,357	77,33	1,856	-0,00008	-1,70E-04	-2,40E-04	-2,1E-04
Ca	14	0,631	0,795	98,94	7,507	0,0015	$2,24 \cdot 10^{-6}$	$3,20 \cdot 10^{-5}$	$5,33 \cdot 10^{-6}$
Na	16	0,374	0,612	95,55	2,808	0,0003	$7,73 \cdot 10^{-6}$	$8,27 \cdot 10^{-6}$	$8,00 \cdot 10^{-6}$
Mg	15	0,696	0,835	99,45	1,408	0,0004	$2,20 \cdot 10^{-6}$	$1,40 \cdot 10^{-5}$	$1,10 \cdot 10^{-5}$

Vysvetlivky: SO_4^{2-} , Cl⁻, Na⁺, Mg²⁺ v $mg \cdot l^{-1}$

V tab. 28 je uvedená charakteristika výskumu lineárnej závislosti sledovaných zložiek chemického zloženia vôd prameňov od parametra L/J podľa rovnice (8). V prípade preukázania významnejšej regresnej závislosti boli stanovené odhady koeficientov filtrácie k_{ch} podľa vzťahu (9) pre jednotlivé druhy interakčnej rýchlosti (minimálna, maximálna, mediánová interakčná rýchlosť).

Z tab. 27 a 28 je možné skonštatovať, že vo Vihorlatských vrchoch sa ako významné zložky chemického zloženia vody pre odhad koeficientov filtrácie z hydrochemickej metódy ukazuje celková mineralizácia CM , koncentrácia iónov HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , kde sa koeficienty determinácie z rovnice (8) pohybujú v rozpätí $r^2 = 0,631 - 0,859$ so štatistickou istotou $P = 98,94 - 99,96$ %. Čiastočne by bolo možné uvažovať aj o koncentrácii sodíka, no ten po zvážení nebol zahrnutý do ďalšieho hodnotenia vzhľadom na fakt, že nebola preukázaná až taká výrazná miera ovplyvňovania medzi Na^+ a parametrom L/J (37,4 % so štatistickou istotou 96 %). Na druhej strane táto miera nie je až taká bezvýznamná a nevylučuje sa, že v zostupných prameňoch neovulkanitov koncentrácia sodíka mohla byť využívaná pri odhadoch koeficientov filtrácie.

V ďalšom postupe boli z odhadov koeficientov filtrácie odvodených z rovnice (9) pre vybrané zložky chemického zloženia (CM , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} z tab. 28, resp. pre CM , HCO_3^- , Ca^{2+} z tab. 27) stanovené stredné hodnoty: geometrický priemer – G , medián – Md , aritmetický priemer – M , vážený aritmetický priemer podľa koeficientu determinácie – Vr^2 . Odhady sú v tab. 29 a 30. Pri porovnávaní vzájomných rozdielov medzi priemernými hodnotami, či už v rámci priemerov z odhadov $Min(k_{ch})$,

Tab. 29. Priemerné hodnoty priepustnosti z odhadov k_{ch} v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov (Olekšák, orig.).

X	G(X)	Md(X)	M(X)	Vr ² (X)
Min(k_{ch}) (m · s ⁻¹)	2,0 · 10 ⁻⁶	2,1 · 10 ⁻⁶	2,0 · 10 ⁻⁶	2,0 · 10 ⁻⁶
Md(k_{ch}) (m · s ⁻¹)	6,2 · 10 ⁻⁶	5,4 · 10 ⁻⁶	6,6 · 10 ⁻⁶	6,6 · 10 ⁻⁶
Max(k_{ch}) (m · s ⁻¹)	2,2 · 10 ⁻⁵	2,3 · 10 ⁻⁵	2,3 · 10 ⁻⁵	2,3 · 10 ⁻⁵

Vysvetlivky: G(X) – geometrický priemer hodnôt X; Md(X) – medián hodnôt X; M(X) – aritmetický priemer hodnôt X; Vr²(X) – vážený aritmetický priemer hodnôt X podľa koeficientov determinácie r².

Tab. 30. Priemerné hodnoty priepustnosti z odhadov k_{ch} v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov odvodené z publikovaných údajov Jetela (1989).

X	G(X)	Md(X)	M(X)	Vr ² (X)
Min(k_{ch}) (m · s ⁻¹)	1,5 · 10 ⁻⁶	1,5 · 10 ⁻⁶	1,5 · 10 ⁻⁶	1,5 · 10 ⁻⁶
Md(k_{ch}) (m · s ⁻¹)	4,0 · 10 ⁻⁶	4,4 · 10 ⁻⁶	4,0 · 10 ⁻⁶	4,0 · 10 ⁻⁶
Max(k_{ch}) (m · s ⁻¹)	2,0 · 10 ⁻⁵	1,9 · 10 ⁻⁵	2,0 · 10 ⁻⁵	2,0 · 10 ⁻⁵

Tab. 31. Porovnanie priemerných hodnôt z odhadov priepustnosti z hydrochemickej metódy s priemernými hodnotami priepustnosti z hydrodynamických skúšok vo vrtoch v dolinách.

X =	Vihorlatské vrchy (Olekšák, 2004a)			Vihorlatské vrchy (Jeta, 1989)		
	Min(k_{ch}) (m · s ⁻¹)	Md(k_{ch}) (m · s ⁻¹)	Max(k_{ch}) (m · s ⁻¹)	Min(k_{ch}) (m · s ⁻¹)	Md(k_{ch}) (m · s ⁻¹)	Max(k_{ch}) (m · s ⁻¹)
G(X)/Md(k)	0,18	0,56	2,00	0,14	0,36	1,82
G(X)/G(k)	0,14	0,44	1,57	0,11	0,28	1,43
Md(X)/Md(k)	0,19	0,49	2,11	0,13	0,40	1,76
Md(X)/G(k)	0,15	0,39	1,66	0,11	0,31	1,38
M(X)/Md(k)	0,18	0,60	2,10	0,14	0,37	1,86
M(X)/G(k)	0,14	0,47	1,65	0,11	0,29	1,46
Vr ² (X)/Md(k)	0,18	0,60	2,09	0,14	0,36	1,86
Vr ² (X)/G(k)	0,14	0,47	1,64	0,11	0,29	1,46

Vysvetlivky: Md(k) – medián koeficientu filtrácie k z hydrodynamických skúšok stanovený pre oblasť Vihorlatských vrchov z priamych metód (tab. 17); G(k) – geometrický priemer koeficientu filtrácie k z hydrodynamických skúšok stanovený pre oblasť Vihorlatských vrchov z priamych metód (tab. 17).

$Md(k_{ch})$ alebo $Max(k_{ch})$ sa nepreukazujú navzájom významné rozdiely. Priemerná charakteristika z odhadov priepustnosti podľa hydrochemickej metódy bola porovnaná so skutočnou priemernou priepustnosťou z hydrodynamických skúšok vo vrtoch v dolinách pre oblasť neovulkanitov v celom regióne Vihorlatských vrchov uvedených v tab. 20 – $G(k)$, $Md(k)$. Výsledky porovnávania uvádza tab. 31.

Priemerné hodnoty koeficientu filtrácie stanoveného z minimálnej interakčnej rýchlosti, t. j. priemerné hodnoty z odhadov $Min(k_{ch})$ zo súborov zostupných prameňov Vihorlatských vrchov (tab. 29 a 30), sa pohybujú v rozpätí $1,5 \cdot 10^{-6} - 2,1 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Pri porovnaní týchto priemerných hodnôt s intervalom spoľahlivosti stanovenia priemernej hodnoty koeficientu filtrácie z hydrodynamických skúšok pre 90-percentnú pravdepodobnosť (tab. 20) konštatujeme, že tieto priemery neležia vnútri intervalu, ale nachádzajú sa takmer až o jeden rád pod jeho dolnou hranicou. Pri porovnávaní priemerných hodnôt z odhadov $Min(k_{ch})$ s priemernými hodnotami mediánu koeficientu filtrácie z hydrodynamických skúšok vo vrtoch ($Md(k) = 1,1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, tab. 20) a geometrického priemeru koeficientu filtrácie z hydrodynamických skúšok ($G(k) = 1,4 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, tab. 20) vychádza rozsah pomerov (tab. 31) 0,11 – 0,19. Teda priemerné hodnoty z odhadov koeficientov filtrácie z hydrochemickej metódy podľa minimálnej interakčnej rýchlosti predstavujú v priemere podiel 11 – 19 % zo skutočnej priemernej priepustnosti stanovenej z hydrodynamických skúšok v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov.

Priemerné hodnoty koeficientu filtrácie stanoveného z mediánovej interakčnej rýchlosti, t. j. priemerné hodnoty z odhadov $Md(k_{ch})$ (tab. 29 a 30), sa pohybujú v rozpätí $4,0 \cdot 10^{-6} - 6,6 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Pri porovnaní týchto priemerných hodnôt s intervalom spoľahlivosti stanovenia priemernej hodnoty koeficientu filtrácie priamou metódou pre 90-percentnú pravdepodobnosť z tab. 20 vychádza, že tieto priemery neležia vnútri intervalu, ale pod jeho dolnú hranicu. Pri porovnávaní priemerných hodnôt z odhadov $Md(k_{ch})$ s priemernými hodnotami $Md(k)$ a $G(k)$ z priamej metódy vychádza rozsah pomerov (tab. 31) 0,28 – 0,60 (priemerné hodnoty z odhadov koeficientov filtrácie z hydrochemickej metódy podľa mediánovej interakčnej rýchlosti predstavujú v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov v priemere 28 – 60 % podielu priemernej priepustnosti z hydrodynamických skúšok).

Priemerné hodnoty koeficientu filtrácie stanoveného z maximálnej interakčnej rýchlosti, t. j. priemerné hodnoty z odhadov $Max(k_{ch})$ (tab. 29 a 30), sa pohybujú v rozpätí $1,9 \cdot 10^{-5} - 2,3 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Pri porovnaní týchto priemerných hodnôt s intervalom spoľahlivosti stanovenia priemernej hodnoty koeficientu filtrácie priamou metódou pre 90-percentnú pravdepodobnosť z tab. 20 vychádza, že tieto priemery ležia tesne nad hornou hranicou intervalu. Pri porovnávaní priemerných hodnôt z odhadov $Max(k_{ch})$ s priemernými hodnotami $Md(k)$ a $G(k)$ z priamej metódy vychádza rozsah pomerov (tab. 31) 1,38 – 2,11 (priemerné hodnoty z odhadov koeficientov filtrácie z hydrochemickej metódy podľa maximálnej interakčnej rýchlosti sú v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov v priemere nadhodnotené na úroveň 138 – 211 % priemernej priepustnosti z hydrodynamických skúšok vo vrtoch v dolinách).

Rozbor poukázal na skutočnosť, že v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov pri aplikácii nepriamej hydrochemickej metódy vychádzajúcej z chemického zloženia vôd zostupných prameňov je podľa rovnice (9) relatívne najpresnejší odhad priepustnosti realizovaný pri použití maximálnej interakčnej rýchlosti (tab. 25).

Iná situácia sa ukázala pri aplikácii metódy v Slanských vrchoch (Olekšák, 2004a) na 35 chemických analýzach 27 zostupných prameňov. Stredné hodnoty odhadov koeficientov filtrácie stanovované tým istým spôsobom ako v tab. 29 dosahovali v porovnaní s priepustnosťou z vrtoch (z priamych metód) najvyššiu presnosť pri výpočtoch k_{ch} z rovnice (9) podľa mediánovej interakčnej rýchlosti. Stredné hodnoty k_{ch} podľa mediánovej interakčnej rýchlosti dosahovali 74 – 92 % z hodnôt priemernej priepustnosti z hydrodynamických skúšok, konkrétne hodnoty $9,7 \cdot 10^{-6} - 1,0 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Sú to veľmi presné nepriame odhady priemernej priepustnosti.

Pre unifikáciu postupu v neovulkanitoch pri aplikácii hydrochemickej metódy bol overený a navrhnutý pri nepriamom odhade priepustnosti a prietočnosti nasledujúci postup (Olekšák, 2004a):

1. Zachovať kompletný postup aplikácie metódy, ako ju doposiaľ prezentoval Jetel (1997a, 2002b), t. j. výber vhodných zostupných prameňov, odčítanie geomorfometrickej charakteristiky prameňov z vrstevnicovej topografickej mapy, postup zostavovania grafov za účelom zistenia významných lineárnych závislostí medzi vybratými zložkami chemického zloženia a geomorfometrickými parametrami.

2. Stanovenie odhadov koeficientov filtrácie podľa rovnice (9) pre jednotlivé druhy interakčnej rýchlosti publikované Jetelom et al. (1993) pre zložky chemického zloženia, na ktorých sa preukáže významná priama lineárna závislosť medzi ich koncentráciou a parametrom L/J .

3. Výpočet aritmetického priemeru $MA(k_{ch})$ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) pre zložky chemického zloženia z 2. bodu z odhadov koeficientov filtrácie podľa maximálnej [$Max(k_{ch})$] a mediánovej [$Md(k_{ch})$] interakčnej rýchlosti [$MA(k_{ch}) = (Max(k_{ch}) + Md(k_{ch}))/2$].

4. Odhad prietočnosti $MA(T_{ch})$ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Vychádzame z koeficientov filtrácie $MA(k_{ch})$ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) z 3. bodu a z navrhovanej empiricky odvodeného hrúbky zvodneného kolektora pre oblasť neovulkanitov $H = 42 \text{ m}$ [$MA(T_{ch}) = MA(k_{ch}) \cdot 42$].

5. Stanovenie priemerných hodnôt koeficientov filtrácie (geometrický priemer, medián, aritmetický priemer, vážený aritmetický priemer podľa koeficientov determinácie) z $MA(k_{ch})$ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) bodu 3.

6. Stanovenie priemerných hodnôt koeficientov prietočnosti (geometrický priemer, medián, aritmetický priemer, vážený aritmetický priemer podľa koeficientov determinácie) z odhadov $MA(T_{ch})$ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) bodu 4.

7. Z priemerných hodnôt priepustnosti a prietočnosti stanovených v 5. a 6. bode, zoradených podľa veľkosti, vyberieme stredné hodnoty, t. j. mediány, a budeme ich považovať za výsledné odhady

priemernej priepustnosti a prietochnosti z hydrochemickej metódy. Tieto odhady by mali v prevažnej väčšine prípadov patriť do intervalov spoľahlivosti stanovenia priemerných hodnôt koeficientu filtrácie a koeficientu prietochnosti z priamych metód so spoľahlivosťou 90 %.

Postup podľa bodov 1. – 7. bol prakticky aplikovaný na súbor dát zostupných prameňov Vihorlatských vrchov. Výsledné stredné, mediánové, odhady priepustnosti priemerných hodnôt koeficientov filtrácie podľa bodu 7. z údajov Jetela (1989) vychádzajú $k_{ch} = 1,2 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, zo skupiny 14 prameňov Vihorlatských vrchov vyhodnocovaných Olekšákom (2004a) $k_{ch} = 1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Pomer odhadu strednej priepustnosti $k_{ch} = 1,2 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ z údajov Jetela (1989) ku priemernej priepustnosti $G(k)$ Vihorlatských vrchov z priamych metód (tab. 20), t. j. $k_{ch}/G(k) = 0,86$. Pomer $k_{ch}/Md(k) = 1,10$. Odhad strednej hodnoty k_{ch} je vnútri intervalu stanovenia priemerných hodnôt koeficientu filtrácie z priamych metód s pravdepodobnosťou 90 % z tab. 20.

Pomer $k_{ch}/G(k)$ v skupine 14 zostupných prameňov Vihorlatských vrchov Olekšáka (2004a) pri $k_{ch} = 1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ má hodnotu 1,05, pomer $k_{ch}/Md(k) = 1,34$. Odhad strednej hodnoty k_{ch} je aj v tomto súbore Vihorlatských vrchov vnútri intervalu stanovenia priemerných hodnôt koeficientu filtrácie z priamych metód s pravdepodobnosťou 90 %.

Pomer odhadu prietochnosti $T_{ch} = 5,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ z údajov Jetela (1989) k priemernej prietochnosti $G(T)$ Vihorlatských vrchov z priamych metód (tab. 19), t. j. $T_{ch}/G(T) = 0,76$. Pomer $T_{ch}/Md(T) = 0,78$. Odhad strednej hodnoty T_{ch} je vnútri, pri dolnej hranici intervalu stanovenia priemerných hodnôt koeficientu prietochnosti z priamych metód s pravdepodobnosťou 90 % z tab. 19.

Pomer $T_{ch}/G(T)$ v skupine 14 zostupných prameňov Vihorlatských vrchov Olekšáka (2004a) pri $T_{ch} = 6,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ má hodnotu 0,92, pomer $T_{ch}/Md(T) = 0,95$. Odhad strednej hodnoty T_{ch} je tiež vnútri intervalu stanovenia priemerných hodnôt koeficientu filtrácie z priamych metód s pravdepodobnosťou 90 %.

Nepriamu hydrometrickú metódu odhadu priemernej dnovej (dolinovej) prietochnosti vo Vihorlatských vrchoch aplikoval Olekšák (2004a).

Odhad priemernej prietochnosti hornín v zóne živého obehu podzemných vôd v určitom území vychádza z predstavy tvorby základného odtoku ako prietoku určeného podľa Darcyho rovnice vo forme výdatnosti (prietoku) Q podzemného prúdu so šírkou b pri priemernom piezometrickom gradiente J . Z Darcyho filtračného zákona je takto odvodená rovnica

$$T = Q/(J \cdot b) \quad (11),$$

kde T = koeficient prietochnosti.

Odhad dnovej prietochnosti sa opiera o metódu, ktorú navrhli Charatišvili a Zedginidze (1969). Autori vychádzali z predstavy, že v silne členitom a geologicky kvázihomogénnom prostredí sa základný smer odtoku podzemných vôd zhoduje so smerom bočných prítokov hlavného drenážneho toku a priebeh drenážnej bázy povodia sa napokon zhoduje s priebehom miestnej bázy erózie – t. j. s hlavným drenážnym tokom. Dĺžku „frontu podzemného odtoku“ nahrádzajúceho šírku podzemného prúdu b v rovnici (11) v takom prípade stotožňujú s dĺžkou hlavného drenážneho toku L a za efektívnu hodnotu priemerného piezometrického sklonu J pre výsledný základný odtok Q_p pokladajú priemerný pozdĺžny sklon dna hlavného toku. Rovnica (11) sa tak modifikuje do tvaru

$$T_{od} = Q_p/(J \cdot L) \quad (12),$$

kde T_{od} = koeficient priemernej dnovej (dolinovej) prietochnosti ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Na zistenie skutočnej dĺžky hlavného toku L autori odporúčajú použiť vzťah

$$L^2 = [AB]^2 = [BC]^2 + [AC]^2 \quad (13),$$

kde A = začiatkový bod hlavného drenážneho toku, B = bod, v ktorom tok opúšťa povodie a v ktorom sa merali prietoky na stanovenie základného odtoku Q_p , C = vertikálny priemet bodu A do vodorovnej roviny prechádzajúcej bodom B . Dĺžka $[BC]$ je teda dĺžka toku nameraná na mape a $[AC]$ je prevýšenie bodu A nad úrovňou bodu C .

Sklon J sa určí ako

$$J = (z_2 - z_1)/[BC] = [AC]/[BC] \quad (14),$$

kde z_1 = nadmorská výška bodu B , t. j. bodu, v ktorom hlavný drenážny povrchový tok opúšťa skúmané povodie a pre ktorý bol stanovený základný odtok, z_2 = nadmorská výška bodu A , t. j. začiatkového bodu

hlavného drenážneho toku (miesto, v ktorom hlavný tok začína plniť funkciu hlavnej bázy odvodnenia).

Jetel a Kullman (1987, 1989) ukázali, že pri nízkej hodnote pomeru prevýšenia [AC] k vzdialenosti [BC] sa vzdialenosť [AB] významne nelíši od vzdialenosti [BC] (zhruba pri sklone J menšom ako 0,35), takže namiesto skutočnej dĺžky hlavného toku $L = [AB]$ možno dosadzovať do rovnice (12) za hodnotu L priamo dĺžku [BC] nameranú na mape. Vzorec (12) sa tak zjednoduší (Jetel a Kullman, 1987) do tvaru

$$T_{od} = Q_p / (z_2 - z_1) \quad (15).$$

So zreteľom na priestorovú neuniformitu prietochnosti pripovrchovej zóny (Jetel, 1990) však treba zdôrazniť, že hodnota T_{od} predstavuje v prvom priblížení odhad priemernej prietochnosti dolinovej (dnovej) kategórie (Jetel a Kullman, 1987, 1989), presnejšie: odhad priemernej prietochnosti pripovrchovej zóny v dnách dolín, na ktorej sa popri vlastnej prietochnosti dnovej (dolinovej) kategórie podieľa do určitej miery aj prietochnosť puklinových zón prechádzajúcich dolinami (Jetel, 2002b).

Na výber vhodných čiastkových povodií na overenie vhodnosti aplikácie hydrometrickej metódy je potrebná platnosť troch základných podmienok:

- čiastkové povodia predstavujú geologicky kvázihomogénne celky, budované na povrchu výlučne neovulkanitmi, prípadne s výnimkou malých plôch inými geologickými útvarmi;
- čiastkové povodia sú preskúmané hydrogeologickými vrtmi, na ktorých bola hydrodynamickými skúškami overená charakteristika priepustnosti a prietochnosti;
- v čiastkových povodiach na povrchových tokoch boli vybudované vodomerné stanice.

Vo Vihorlatských vrchoch týmito trom podmienkam vyhovovalo šesť povodií. Základné údaje o čiastkových povodiach, vzostupne zoradených podľa veľkosti plôch, na hodnotenie priemernej dnovej prietochnosti sú podané v tab. 32. Základné odtoky boli vybraté z dokumentácie Baja et al. (1976).

Stanovené odhady prietochnosti T_{od} podľa rovnice (15) a porovnanie rozdielov medzi T_{od} a $G(T_w)$ je v tab. 33.

Základné štatistické spracovanie odhadov dolinovej prietochnosti podľa rovnice (15) a priemernej prietochnosti zvodnených kolektorov z hydrodynamických skúšok je podané v tab. 34.

Tab. 32. Základné charakteristiky hodnotených povodií Vihorlatských vrchov (Olekšák, orig.).

Pôv. ozn. profilu	Lokalita	Tok	F (km ²)	Dĺžka pozorovania (hydrologické roky 1972, 1973, 1974)	Q_p (m ³ · s ⁻¹)	Počet údajov na výpočet $G(T_w)$	$G(T_w)$ (m ² · s ⁻¹)
12/V-10	Kusín	Kusínsky potok	9,15	3 roky	0,01397	4	$9,11 \cdot 10^{-4}$
10/V-11	Klokočov	Skalný potok	9,45	2 roky	0,00595	9	$7,05 \cdot 10^{-4}$
6/L-6	Jovsa	Jovsiansky potok	19,80	3 roky	0,06216	4	$1,12 \cdot 10^{-3}$
20/SHMŮ	Remetské Hámre	Okna	37,99	3 roky	0,23490	12	$7,58 \cdot 10^{-4}$
26/L-4	Vyšná Rybnica	Okna	55,84	3 roky	0,25223	16	$7,89 \cdot 10^{-4}$
9/L-9	Kamienka	Kamenica	57,04	3 roky	0,26426	3	$6,53 \cdot 10^{-4}$

Vysvetlivky: F (km²) – plocha povodia; Q_p (m³ · s⁻¹) – priemerný základný odtok; $G(T_w)$ – geometrický priemer koeficienta prietochnosti T_w (m² · s⁻¹) stanovený z hydrodynamických skúšok v hydrogeologických vrtoch.

Tab. 33. Odhad dolinovej prietochnosti T_{od} podľa rovnice (15) a jej porovnanie s priemernou prietochnosťou $G(T_w)$ z hydrodynamických skúšok (Olekšák, 2004a).

Lokalita	Tok	F (km ²)	z_1 (m n. m.)	z_2 (m n. m.)	T_{od} (m ² · s ⁻¹)	$T_{od}/G(T_w)$
Kusín	Kusínsky potok	9,15	110	620	$2,74 \cdot 10^{-5}$	0,03
Klokočov	Skalný potok	9,45	120	530	$1,45 \cdot 10^{-5}$	0,02
Jovsa	Jovsiansky potok	19,80	125	650	$1,18 \cdot 10^{-4}$	0,11
Remetské Hámre	Okna	37,99	300	630	$7,12 \cdot 10^{-4}$	0,94
Vyšná Rybnica	Okna	55,84	220	630	$6,15 \cdot 10^{-4}$	0,78
Kamienka	Kamenica	57,04	235	650	$6,37 \cdot 10^{-4}$	0,98

Vysvetlivky: z_1 – nadmorská výška bodu, v ktorom hlavný drenážny povrchový tok opúšťa povodie a pre ktorý bol stanovený základný odtok; z_2 – nadmorská výška začiatočného bodu hlavného drenážneho toku; T_{od} v m² · s⁻¹.

Tab. 34. Základné štatistické spracovanie odhadov dolinovej prietochnosti T_{od} podľa rovnice (15) a priemernej prietochnosti $G(T_w)$ z hydrodynamických skúšok v hodnotených povodiach Vihorlatských vrchov (Olekšák, orig.).

X	F (km ²)	Min(X)	Max(X)	M(X)	Md(X)	M _w (X)	M(T _{od})/M(T _w)	M _w (T _{od})/M _w (T _w)
G(T _w) (m ² · s ⁻¹)	189,27	6,53 · 10 ⁻⁴	1,12 · 10 ⁻³	8,23 · 10 ⁻⁴	8,09 · 10 ⁻⁴	7,79 · 10 ⁻⁴	0,43	0,68
T _{od} (m ² · s ⁻¹)		1,45 · 10 ⁻⁵	7,12 · 10 ⁻⁴	3,54 · 10 ⁻⁴	1,53 · 10 ⁻⁴	5,31 · 10 ⁻⁴		
T _{od} /G(T _w)		0,02	0,98	0,48	0,19	0,73		

Vysvetlivky: Min(X) – minimum hodnôt X; Max(X) – maximum hodnôt X; M(X) – aritmetický priemer hodnôt X; Md(X) – medián hodnôt X; M_w(X) – aritmetický priemer hodnôt X vážený podľa plôch povodí; M(T_{od})/M(T_w) – hodnota pomeru aritmetického priemeru odhadov T_{od} podľa rovnice (15) a aritmetického priemeru hodnôt G(T_w); M_w(T_{od})/M_w(T_w) – hodnota pomeru aritmetického priemeru odhadov T_{od} podľa rovnice (15) vážených podľa plôch povodí a aritmetického priemeru hodnôt G(T_w) vážených podľa plôch povodí.

Veľkosť plôch hodnotených čiastkových povodí sa pohybuje od 9,15 až do 57,04 km² s mediánom plochy 28,90 km². Odhady T_{od} odvodené zo základného odtoku podľa rovnice (15) sa pre 6 povodí Vihorlatských vrchov pohybovali v rozpätí T_{od} = 1,5 · 10⁻⁵ – 7,1 · 10⁻⁴ m² · s⁻¹. Aritmetický priemer odhadov T_{od} vážených podľa plôch povodí má hodnotu M_w(T_{od}) = 5,3 · 10⁻⁴ m² · s⁻¹. Geometrický priemer koeficientu prietochnosti vo vrtoch sa pre 6 povodí pohyboval v rozpätí G(T_w) = 6,5 · 10⁻⁴ – 1,1 · 10⁻³ m² · s⁻¹. Aritmetický priemer hodnôt G(T_w) vážených podľa plôch povodí mal hodnotu M_w(G(T_w)) = 7,8 · 10⁻⁴ m² · s⁻¹. Rozpätie pomeru T_{od}/G(T_w) = 0,02 – 0,98. Pomer M_w(T_{od})/M_w(G(T_w)) = 0,67.

Okrem týchto 6 povodí v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov Olekšák (2004a) testoval aj 6 povodí v neovulkanitoch Slanských vrchov. Výskum na spoločnom súbore 12 povodí preukázal, že v skupine veľkých povodí (plochy povodí nad 35 km²) sú na odhad skutočnej priemernej prietochnosti v dnách dolín jednotlivých čiastkových povodí vhodné odhady dnovej prietochnosti podľa rovnice (15). V 6 skúmaných povodiach spoločného súboru neovulkanitov Vihorlatských vrchov a Slanských vrchov s plochami nad 35 km² pomer T_{od}/G(T_w) = 0,41 – 1,15 s mediánom 0,94.

V malých a stredných povodiach s plochami menšími ako 35 km² odhad dnovej prietochnosti podľa rovnice (15) nemá tendenciu konvergovať k priemernej prietochnosti z hydrodynamických skúšok. V 6 skúmaných povodiach spoločného súboru neovulkanitov Vihorlatských vrchov a Slanských vrchov (Olekšák, 2004a) s plochami pod 35 km² pomer T_{od}/G(T_w) = 0,02 – 0,57 s mediánom 0,05.

Ďalšie overenie ukázalo, že na nepriamy odhad skutočnej priemernej prietochnosti v dolinách skúmaných oblastí je možné popri rovnici (1) použiť aj empirické rovnice (Olekšák a Jetel, 2005)

$$T_{kod} = T_{od}^{-0,1408} \cdot 10^{-3,717} \quad (16)$$

$$T_{kod} = T_{od}/(2 \cdot 10^{-8} \cdot F - 0,0279) \quad (17).$$

Rovnice (16) a (17) poskytujú korigovaný odhad T_{kod} skutočnej priemernej prietochnosti v dnách dolín v podmienkach skúmaných oblastí. Rovnica (16) bola odvodená z lineárnej regresnej závislosti medzi T_{od} a pomerom T_{od}/G(T_w) s koeficientom determinácie r² = 0,877 a štatistickou istotou P = 99,99 % (n = 12 povodí). Rovnica (17) bola odvodená z lineárnej regresnej závislosti medzi plochou povodia F a pomerom T_{od}/G(T_w) s r² = 0,754 a P = 99,98 % (n = 12 povodí). Porovnanie odhadov dolinovej prietochnosti podľa rovníc (15), (16) a (17) s priemernou prietochnosťou G(T_w) z hydrodynamických skúšok vo Vihorlatských vrchoch uvádza tab. 35.

Tab. 35. Porovnanie dolinovej prietochnosti podľa rovníc (16), (17) s priemernou prietochnosťou G(T_w) z hydrodynamických skúšok vo vrtoch (Olekšák, orig.).

Lokalita – tok	F (km ²)	T _{od} (m ² · s ⁻¹)	T _{od} /G(T _w)	(16)/G(T _w)	(17)/G(T _w)
Kusín – Kusínsky potok	9,15	2,74 · 10 ⁻⁵	0,03	0,92	0,19
Klokočov – Skalný potok	9,45	1,45 · 10 ⁻⁵	0,02	1,31	0,13
Jovsa – Jovsiansky potok	19,80	1,18 · 10 ⁻⁴	0,11	0,61	0,29
Remetské Hámre – Okna	37,99	7,12 · 10 ⁻⁴	0,94	0,70	1,28
Vyšná Rybnica – Okna	55,84	6,15 · 10 ⁻⁴	0,78	0,69	0,72
Kamienka – Kamenica	57,04	6,37 · 10 ⁻⁴	0,98	0,83	0,88

Vysvetlivky: (16), (17) – odhad T_{kod} podľa rovníc číslo (16) a (17).

V jednotlivých čiastkových povodiach s plochami do 35 km² na nepriamy odhad priemernej prietochnosti odporúčame používať ako relatívne najvhodnejšiu rovnicu (16). V spoločnom súbore povodí neovulkanitov Vihorlatských a Slanských vrchov s plochami do 35 km² (6 povodí; Olekšák a Jetel, 2005) pomer T_{kod} z rovnice (16) ku $G(T_w)$ dosahoval rozsah 0,61 – 2,93 s mediánom 0,82.

Za výslednú priemernú hodnotu prietochnosti v dolinách zo všetkých hodnotených čiastkových povodí odporúčame udávať aritmetický priemer vážený podľa plôch povodí, t. j. $M_w(T_{kod})$. Olekšák a Jetel (2005) odporúčajú realizovať výpočet z korigovaných odhadov T_{kod} všetkých hodnotených povodí bez ohľadu na veľkosť povodí podľa rovnice (15), prípadne aj podľa rovnice (16). Pomer váženého priemeru podľa plôch povodí z korigovaných odhadov T_{kod} podľa rovníc (16) a (17) k váženému priemeru z priemerných prietochností z vrtoz podľa plôch povodí boli v skúmanom súbore 12 povodí neovulkanitov (Olekšák a Jetel, 2005): $M_w(T_{nv})/M_w(G(T_w)) = 0,93 - 0,77$. Pri veľkých povodiach s plochami nad 35 km² možno určiť výsledný nepriamy odhad skutočnej prietochnosti v dnách dolín zo všetkých povodí tiež ako vážený aritmetický priemer podľa plôch povodí z odhadov dnovej prietochnosti T_{od} podľa rovnice (15), t. j. $M_w(T_{od})$. V prípade hodnotených šiestich povodí s plochou nad 35 km² (Olekšák a Jetel, 2005) je pomer $M_w(T_{od})/M_w(G(T_w)) = 0,86$.

Nepriama hydrometrická metóda odhadu priemernej prietochnosti podľa integrálnej geomorfometrickej charakteristiky územia vychádza z kombinácie údajov o základnom odtoku s údajmi o geomorfometrických parametroch, ktoré charakterizujú celé skúmané územie. Metódu navrhli Jetel a Kullman (1987, 1989) s využitím princípov, ktoré uplatnili pri odhadoch podzemného odtoku Krásný a Kněžek (1977), a to predovšetkým princípu predpokladu o približnej zhode priemerného piezometrického sklonu J prvej zvodne v pripovrchovej zóne s priemerným sklonom povrchu terénu J_t . Šírku podzemného prúdu b v rovnici (11) predstavuje hustota vodnej siete

$$D = L_S/F \quad (18),$$

kde L_S – sumárna dĺžka všetkých prirodzených tokov na ploche F . Merný základný odtok

$$q = Q_p/F \quad (19)$$

je potom závislý od priemernej prietochnosti zóny živého obehu T podľa vzťahu

$$q = T \cdot 2D \cdot J_t \quad (20).$$

Rovnicu (20), ktorú navrhli Krásný a Kněžek (1977) na odhad základného odtoku zo známej alebo predpokladanej priemernej prietochnosti, po dosadení rovníc (18) a (19) transformovali Jetel a Kullman (1987, 1989) do tvaru

$$T_{os} = Q_p/2 L_S J_t \quad (21),$$

kde T_{os} = priemerná svahová prietochnosť.

Priemerný sklon povrchu terénu J_t v rozsahu celého povodia sa určí podľa Finsterwalderovho vzťahu

$$J_t = h \cdot x/F \quad (22),$$

kde h = výškový interval (krok) medzi vrstevnicami, x = sumárna dĺžka vrstevníc s výškovým krokom h na ploche F .

Na územiach s malým sklonom povrchu terénu je efekt priestorovej neuniformity prietochnosti menej výrazný a úroveň prietochnosti svahovej kategórie sa bude s klesajúcim priemerným sklonom približovať úrovni prietochnosti dnovej (dolinovej) kategórie. Reálnosť odhadov priemernej svahovej prietochnosti T_{os} nemožno celkom jednoznačne a objektívne posudzovať vzhľadom na skutočnosť, že ju nemožno preveriť podľa priamo stanovených (meraných) hodnôt (Jetel, 1997b).

V neovulkanitoch bola táto nepriama metóda aplikovaná Olekšákom (2004a). Poznatky zo stanovenia odhadov prietochnosti podľa základného odtoku a integrálnej geomorfometrickej charakteristiky podľa rovnice (21) z územia neovulkanitov Vihorlatských vrchov sú spracované v tab. 36. Povodia sú zoradené podľa narastajúcej plochy.

V tab. 37 je štatistická charakteristika odhadov prietochnosti T_{os} , pomerov odhadov T_{os} k odhadom dolinovej prietochnosti T_{od} podľa rovnice (15) a k priemernej prietochnosti $G(T_w)$ z hydrodynamických skúšok.

Odhady T_{os} sa pohybujú v rozpätí $(1,1 - 7,4) \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $Md(T_{os}) = 5,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a s aritmetickým priemerom váženým podľa plôch $M_w(T_{os}) = 5,7 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Hodnoty pomeru T_{od}/T_{os} kolíšu vo veľmi širokom intervale 12 – 143 s mediánom $Md(T_{od}/T_{os}) = 54$. Pomer vážených priemerov $M_w(T_{od})/M_w(T_{os})$, vážených podľa plôch, má hodnotu 93. Extrémny je aj rozsah pomeru $G(T_w)/T_{os} = 103$

Tab. 36. Odhady prietochnosti T_{os} a porovnanie vzťahu T_{os} k nepriamym odhadom dolinovej prietochnosti T_{od} z rovnice (15) a k priemernej prietochnosti $G(T_w)$ z hydrodynamických skúšok (Olekšák, orig.).

Lokalita	Tok	F (km ²)	X (m)	J_t	L_s (m)	T_{os} (m ² · s ⁻¹)	T_{od}/T_{os}	$G(T_w)/T_{os}$
Kusín	Kusínsky potok	9,15	34 151,6	0,187	16 725,10	$2,24 \cdot 10^{-6}$	12,24	407,08
Klokočov	Skalný potok	9,45	38 880,4	0,206	13 277,70	$1,09 \cdot 10^{-6}$	13,31	647,18
Jovsa	Jovsiansky potok	19,80	91 738,9	0,232	20 322,70	$6,60 \cdot 10^{-6}$	17,88	169,69
Remetské Hámre	Okna	37,99	233 652,1	0,307	51 649,70	$7,40 \cdot 10^{-6}$	96,28	102,50
Vyšná Rybnica	Okna	55,84	305 510,5	0,274	67 609,70	$6,82 \cdot 10^{-6}$	90,19	115,70
Kamienka	Kamenica	57,04	547 972,4	0,480	61 711,20	$4,46 \cdot 10^{-6}$	142,90	146,49

Poznámka: x (m) – sumárna dĺžka vrstevnic v hodnotenom čiastkovom povodí na ploche F s výškovým krokom h = 50 m; J_t – priemerný sklon povrchu terénu v rozsahu celého povodia; L_s (m) – sumárna dĺžka všetkých prirodzených tokov na uvažovanej ploche; T_{os} (m² · s⁻¹) – odhad svahovej prietochnosti podľa (21); T_{od} (m² · s⁻¹) – odhad dnovej prietochnosti podľa (15); $G(T_w)$ (m² · s⁻¹) – geometrický priemer koeficientov prietochnosti stanovených z hydrodynamických skúšok na vrtoch.

Tab. 37. Základná štatistická charakteristika odhadov T_{os} a pomerov T_{os} k odhadom T_{od} z rovnice (15) a k priemernej prietochnosti $G(T_w)$ z hydrodynamických skúšok (Olekšák, orig.).

Región		T_{os} (m ² · s ⁻¹)	T_{od}/T_{os}	$G(T_w)/T_{os}$	J_t	$M_w(T_{od})/M_w(T_{os})$	$M_w(G(T_w))/M_w(T_{os})$
Vihorlatské vrchy (n = 6)	Min(X):	$1,1 \cdot 10^{-6}$	12,24	102,50	0,187	93,23	136,69
	Max(X):	$7,4 \cdot 10^{-6}$	142,90	647,18	0,480		
	Md(X):	$5,5 \cdot 10^{-6}$	54,03	158,09	0,253		
	$M_w(X)$:	$5,5 \cdot 10^{-6}$	92,13	168,60	0,331		

Poznámka: Min(X) – minimum hodnôt X; Max(X) – maximum hodnôt X; Md(X) – medián hodnôt X; $M_w(X)$ – aritmetický priemer hodnôt X vážený podľa plôch povodí.

až 647 okolo mediánu $Md(G(T_w)/T_{os}) = 158$. Aritmetický priemer pomeru priemerov vážených podľa plôch povodí $M_w(G(T_w))/M_w(T_{os}) = 137$.

Priemerné hodnoty sklonu povrchu terénu v 6 čiastkových povodiach sú v intervale $J_t = 0,187$ až 0,480 okolo mediánu $Md(J_t) = 0,253$ a aritmetického priemeru váženého podľa plôch $M_w(J_t) = 0,331$.

Ďalší výskum bol zameraný na zhodnotenie možností praktického využitia odhadov T_{os} . Konkrétne sme sa zamerali na dva okruhy problémov:

- pokúsiť sa v neovulkanitoch empiricky nájsť rovnicu na odhad T_{os} , v ktorej by ako vstupná premenná nevystupoval základný odtok Q_p (najlepšie priemerný sklon terénu, príp. prietochnosť z vrtoch v dolinách, v kombinácii napr. s plochami povodí a pod.),

- zistiť, či odhady T_{os} reprezentujú priemernú prietochnosť kolektorov pripovrchovej zóny na svahoch.

Hľadali sme preto lineárnu nepriamu závislosť odhadu T_{os} od priemerného sklonu povrchu terénu J_t . Vychádzali sme z predstavy, že s narastajúcim sklonom povrchu terénu dochádza k poklesu T_{os} , a to z dôvodu zväčšovania efektu priestorovej neuniformity prietochnosti. Narastanie tohto efektu sa v konečnom dôsledku premieta smerom k nízkym hodnotám prietochnosti kolektorov, pretože dochádza k superponovaniu dvoch javov:

- hladina podzemnej vody na svahoch je hlboko zaklesnutá,
- nastáva exponenciálny pokles priemernej priepustnosti neovulkanitov s hĺbkou (Jetel, 1997a).

Tieto dva javy spôsobujú, že na strmých svahoch priepustnosť kolektorov nasýtenej časti pripovrchovej zóny je podstatne nižšia ako na svahoch s plytkým sklonom a hrúbka zvodnených kolektorov tiež vzhľadom na zaklesnutie hladiny podzemnej vody hlboko pod terén nie je veľká.

Pre 6 hodnotených súborov sa lineárnu nepriamu závislosť odhadu T_{os} od priemerného sklonu povrchu terénu J_t nepodarilo preukázať (výberový koeficient lineárnej korelácie $r = 0,297$, t. j. mal dokonca kladný zmysel).

Skúmaná bola aj lineárna závislosť pomeru $G(T_w)/T_{os}$ od priemerného sklonu J_t . Preukázaná bola nepriama lineárna závislosť týchto parametrov s koeficientom $r = -0,549$ ($n = 6$ povodí, štatistická istota $P = 78,16$ %). To v našom prípade nepotvrdzuje predstavu, že čím väčší je rozdiel medzi $G(T_w)$ a T_{os} , ktorý sa odzrkadľuje v náraste hodnôt pomeru $G(T_w)/T_{os}$, tým vyšší je aj priemerný sklon povrchu

terénu J_t . No na druhej strane bola preukázaná priama lineárna závislosť T_{od}/T_{os} (os y) od J_t (os x). Vzťah je charakterizovaný výberovým korelačným koeficientom $r = 0,922$ (koeficient determinácie $r^2 = 0,851$, $n = 6$, štatistická istota $P = 99,12\%$) a regresnou rovnicou

$$T_{od}/T_{os} = 475,92 \cdot J_t - 71,562 \quad (23).$$

Z nej odvodíme odhad svahovej prietochnosti T_{os}

$$T_{os} = T_{od}/(475,92 \cdot J_t - 71,562) \quad (24).$$

Ani v Slanských vrchoch sa lineárna nepriama závislosť odhadov T_{os} od priemerného sklonu povrchu terénu J_t nepreukázala (Olekšák, 2004a).

Teoreticky možno odvodiť hrúbku zvodneného kolektora M vydelením prijatej prietochnosti T priemernou hodnotou koeficientu filtrácie k daného zvodneného kolektora, t. j. z rovnice

$$M = T/k \quad (25).$$

Ak by sme nerešpektovali exponenciálny pokles priepustnosti pripovrchovej zóny s hĺbkou v takomto type terénu – terény charakteru horninových masívov (Jetel, 1993a) – a ignorovali by sme aj skutočnosť, že na svahoch a hrebeňoch je hladina podzemnej vody hlboko zaklesnutá a efektívna priepustnosť je preto podstatne nižšia ako priepustnosť z tab. 20 (z hydrodynamických skúšok v dolinách), mohla by sa hľadaná priemerná hrúbka zvodneného kolektora pripovrchovej zóny teoreticky určiť podľa rovnice (25) tak, že za hodnotu T by sa prijala hodnota odhadu T_{os} a za hodnotu k priemerná hodnota koeficientu filtrácie $G(k)$ neovulkanitov určená priamymi metódami na základe vrtov v dolinách. V povodiach Vihorlatských vrchov ($n = 6$) by potom podľa rovnice (25) vychádzali hodnoty $M = 0,08 - 0,53$ m. Je evidentné, že takto vychádzajú celkom podhodnotenú hodnoty M .

Ak by sme do rovnice (25) dosadili $M_w(T_{os})$ z Vihorlatských vrchov, za hodnoty k priemery koeficientov filtrácie z hydrochemickej metódy odhadu priepustnosti zostupných prameňov odvodené pre minimálnu interakčnú rýchlosť, čiže priemerné hodnoty z odhadov $Min(k_{ch})$ (tab. 29 a 30) – t. j. stotožnili by sme priepustnosť nasýtenej časti pripovrchovej zóny na svahoch s odhadmi priepustnosti z hydrochemickej metódy pre minimálnu interakčnú rýchlosť, vychádza priemerná hrúbka zvodnených kolektorov vo Vihorlatských vrchoch 3 – 4 m.

Pre priemernú hrúbku zvodnených kolektorov z rovnice (25), do ktorej sú dosadené priemerné prietochnosti $G(T)$ ($m^2 \cdot s^{-1}$) a $G(k)$ ($m \cdot s^{-1}$) z priamych metód (tab. 19 a 20), vychádza priemerná hrúbka zvodnených kolektorov vo Vihorlatských vrchoch 48 m. Na porovnanie, v neovulkanitoch južných svahov Štiavnických vrchov širšieho okolia Levíc je takto odvodená priemerná hrúbka zvodnených kolektorov $M = 36$ m a v Slanských vrchoch 65 m (Olekšák, 2004a).

Hodnota priemernej hrúbky zvodneného kolektora pre odhad priemernej prietochnosti nasýtenej časti pripovrchovej zóny na svahoch sa asi bude pohybovať niekde medzi hrúbkou odvodenou z údajov z priamych metód, t. j. z vrtov v dolinách a na významných zlomových líniah (48 – 65 m), a hrúbkou odvodenou z odhadov svahovej prietochnosti T_{os} a z nepriamych odhadov priepustnosti z hydrochemickej metódy pre minimálnu interakčnú rýchlosť (3 – 4 m).

Aj z takýchto modelových riešení nepriamo cez odhad hrúbky zvodneného kolektora a priepustnosť nasýtenej časti pripovrchovej zóny na svahoch, ktorá je aproximovaná priemernou priepustnosťou z hydrochemickej metódy pre minimálnu interakčnú rýchlosť, je vždy zložité posúdiť, nakoľko sú odhady svahovej prietochnosti z (21) vzdialené od priemernej prietochnosti pripovrchovej zóny na svahoch, resp. blízke k nej. Riešenie komplikuje skutočnosť, že stanovenie priemernej svahovej prietochnosti priamymi metódami z dostupných údajov nie je možné.

Odhady svahovej prietochnosti T_{os} ($m^2 \cdot s^{-1}$) podľa rovnice (21) pravdepodobne nereprezentujú odhady priemernej prietochnosti pripovrchovej zóny na svahoch, ale jej nízke hodnoty. Odhady T_{os} z rovnice (21) sú v neovulkanitoch skôr považované za odhady priemernej svahovej prietochnosti pri hrebeňoch a vo vyšších úsekoch svahov (Olekšák, 2004a).

KVARTÉR

Kvartér zastupujú v regióne v zásade 3 skupiny kolektorov:

- kolektory fluviaálnych náplavov,

- kolektory proluviálnych a gravitačných sedimentov,
- kolektory deluviálnych sedimentov a gravitačných sedimentov.

Na hodnotenie hydraulických parametrov spomínaných kolektorov kvartéru na základe hydrodynamických skúšok máme k dispozícii 4 údaje z 3 hydrogeologických vrtov a jednej kopanej studne. Dva údaje pochádzajú z deluviálnych sedimentov, jeden údaj z proluviálnych náplavov a jeden údaj z fluviálnych náplavov toku Okna.

Fluviálne náplavy Okny boli odskúšané vo Vyšnej Rybnici vrtom VR-1 (Adamčík, 1974). Výsledky skúšky podáva tab. 38. V geologickom profile Adamčík pod vrstvou hĺn od hĺbky 0,6 m až po bázu neogénu v hĺbke 9,2 m zdokumentoval zahlinené štrky.

Tab. 38. Hydraulické parametre hornín skúšaného úseku fluviálnych náplavov Okny vo vrte VR-1 Vyšná Rybnica (Olekšák, orig.).

	Y	Z	T_Y	k_Z	Trieda prietočnosti	Trieda priepustnosti
zabudovaný vrt 4,9 – 9,2 m	5,01	4,34	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	III	IV

Podľa Krásného (1993) možno priemernú prietočnosť skúšaného úseku označiť ako strednú (trieda IV). Podľa Jetela (1982) možno priepustnosť skúšaného úseku označiť ako miernu (trieda IV).

Pretože na hodnotenie priemernej prietočnosti fluviálnych náplavov máme iba jeden údaj, budeme vychádzať z analógie. Vo fluviálnych náplavoch Olšavy ležiacich v hydrogeologickom rajóne Slanských vrchov Olekšák (2001) stanovil na 8 skúšaných úsekoch 8 hydrogeologických vrtov odhad priemernej prietočnosti $G(T) = 4,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ so smerodajnou odchýlkou $s_Y = 0,282$ s rozsahom $R(T) = 9,4 \cdot 10^{-5}$ až $9,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Hĺbka spodných okrajov otvorených úsekov sa pohybovala v rozmedzí 4,6 – 9,8 m s mediánom 5,4 m. Jetel (1996) fluviálnym náplavom Olšavy v úseku Bidovce – Ruskov (5 skúšaných úsekov) priradil $G(T) = 4,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ so smerodajnou odchýlkou $s_Y = 0,12$ a fluviálnym náplavom Olšavy v okolí Bohdanoviec (4 skúšané úseky) priradil $G(T) = 6,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ so smerodajnou odchýlkou $s_Y = 0,12$. Podľa Olekšáka (2001) štrky Olšavy vykazovali priepustnosť v rozsahu $R(k) = 1,5 \cdot 10^{-5} - 6,0 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s priemerom (geometrický priemer) $G(k) = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ so smerodajnou odchýlkou $s_Y = 0,498$ ($n = 8$). Pri Jetelových (1996) odhadoch bolo v úseku Bidovce – Ruskov ($n = 5$) $G(k) = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s $s_Y = 0,22$ a v okolí Bohdanoviec ($n = 4$) $G(k) = 4,7 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s $s_Y = 0,11$.

Na základe analógie pre fluviálne sedimenty väčších tokov, akými sú Okna, Kamenica, Sobranceký potok, a ich významnejších prítokov očakávame odhad priemernej prietočnosti v rozsahu $T = 3 \cdot 10^{-4}$ až $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s variabilitou n . Vo fluviálnych náplavoch menších tokov očakávame odhad priemernej prietočnosti $T = 1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s variabilitou n .

Priepustnosť a prietočnosť proluviálnych sedimentov bola overená hydrodynamickou skúškou v 6 m kopanej studni bez dokumentácie o geologickom profile v Kusíne (Hudáček, 1971). Z údajov o čerpacjej skúške sme odvodili prietočnosť $T_Y = 2,1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a priepustnosť $k_Z = 4,0 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Odvedenú prietočnosť nepovažujeme za očakávanú priemernú prietočnosť prolúvií charakteru hlinito-piesčítých až piesčítých štrkov, ktoré sú na území popisované. Pre proluviálne sedimenty analógiou odhadujeme priemernú prietočnosť kolektorov v rozsahu $T = 1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Ten istý odhad prietočnosti sme priradili aj gravitačným sedimentom (blokoviská, kamenné moria, sutinové polia, osypy).

Deluviálne sedimenty boli na území odskúšané 1 plytkým kvartérnym hydrogeologickým vrtom HV-1 v Jovsi (Vondráček, 1971) a krátkodobou overovacou hydrodynamickou skúškou vo vrte VH-9 (Bajo a Szabová, 1976) počas hĺbenia vrtu v hĺbke 9 m vo Vyšnej Rybnici. Vo vrte HV-1 v skúšanom úseku v hornej časti bola ílovitá hlina, v dolnej časti piesčitá hlina. Vo vrte VH-9 v skúšanom úseku bola zdokumentovaná ílovito-piesčitá hlina s valúnmi andezitu. Informáciu o priepustnosti a prietočnosti skúšaných úsekov podáva tab. 39.

Tab. 39. Hydraulické parametre hornín skúšaných úsekov deluviálnych sedimentov (Olekšák, orig.).

	Y	Z	T_Y	k_Z	Trieda prietočnosti	Trieda priepustnosti
HV-1 3,5 – 10,5 m	4,21	3,36	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-6}$	IV	V
VH-9 over. HDS 6,5 – 9,0 m	4,88	4,48	$7,6 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	IV	V

Podľa Krásného (1993) možno prietochnosti skúšaných úsekov označiť ako stredné (trieda IV). Podľa Jetela (1982) možno priepustnosti skúšaných úsekov označiť ako dosť slabé (trieda V).

Priemernú prietochnosť kolektorov deluviálnych sedimentov zastúpených kamenito-hlinitými uloženinami odhadujeme v rozsahu $T = 3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Pri delúviách tvorených hlinami, piesčitými hlinami, ale aj v eolicko-deluviálnych sedimentoch (sprašové hliny) odhadujeme priemernú prietochnosť $T = 1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

5.2. OBEH A REŽIM PODZEMNÝCH VÔD

MEZOZOIKUM

Mezozoikum na území vystupuje v lokálnych útržkoch vo veľmi obmedzenom plošnom rozsahu. Vzhľadom na tento fakt tieto celky nemajú možnosti vytvárať rozsiahlejšie kolektory s významnejším obehom vôd. V prípade, že sú hydrogeologickými izolátormi, môžu vo vzťahu k okolitým kolektorom lokálne vystupovať ako bariéra pre výstup podzemnej vody na povrch.

Z mezozoických jednotiek Humenských vrchov sú zastúpené bridlice s polohami dolomitov karpatského keupru a kopienecké súvrstvie (vápence miestami s polohami bridlíc). Bridlice karpatského keupru sú hydrogeologicky považované za izolátor s predpokladom veľmi obmedzenej cirkulácie podzemných vôd v pripovrchovej zóne (medzizrnová priepustnosť). Kopienecké súvrstvie považujeme za kolektor s puklinovou priepustnosťou. Z oblasti výskytu týchto celkov nebol zdokumentovaný výskyt prameňov.

Sliene a slienovce lokálne s vložkami vápencov mezozoika bradlového pásma hodnotíme ako kolektor s puklinovou priepustnosťou. Z oblasti výskytu slienov sme pri mapovacích prácach nezaznamenali výskyt prameňov.

PALEOGÉN

Svojím obmedzeným plošným a útržkovitým rozšírením na povrchu kolektory paleogénu, tak ako mezozoické kolektory, nevytvárajú vhodné podmienky na akumuláciu a obeh väčšieho množstva podzemných vôd.

Pieskovce, ílovce, flyš pročských vrstiev, pieskovce (menej ílovce) strihovského súvrstvia magurskej jednotky, flyš s prevahou pelitov krúžických vrstiev bradlového pásma, ílovce a pieskovce hutianskeho súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu hodnotíme ako kolektory s puklinovou priepustnosťou.

V oblasti výskytu pročských vrstiev sme nenašli žiaden prameň. V strihovskom súvrství v okolí Strihoviec bol zdokumentovaný jeden sutinovo-vrstvový prameň (prameň č. 853 v dokumentácii výverov podzemných vôd, príloha č. 3) s výdatnosťou $0,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a jeden puklinovo-sutinový prameň s výdatnosťou $0,07 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (č. 855 v dokumentácii výverov podzemných vôd, príloha č. 3) v okolí Ladomirova. Z oblasti výskytu hutianskeho súvrstvia sme zdokumentovali dva sutinové pramene (č. 23, 110 v dokumentácii výverov podzemných vôd, príloha č. 3) s výdatnosťou $0,02$ a $0,03 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

SEDIMENTÁRNY NEOGÉN

Sedimentárny neogén na území je taktiež málo plošne rozšírený.

Ílovce a prachovce egenburgu vzhľadom na ich litologické zloženie považujeme za hydrogeologický izolátor s obmedzenou medzizrnovou priepustnosťou v pripovrchovej zóne. V podloží vytvára nepriepustnú polohu oproti nadložným a podložným kolektorom.

Ílovce s polohami pieskocov vranovského súvrstvia hodnotíme ako kolektor s puklinovou priepustnosťou.

Silty a piesčité íly panónu ležiace pod kvartérom na južnom upätí regiónu klasifikujeme ako kolektor s medzizrnovou priepustnosťou.

Z oblasti výskytu sedimentárneho neogénu sme nezistili výskyt prameňov.

NEOVULKANITY

Z hydrogeologickoštruktúrneho hľadiska možno komplexy neovulkanitov pokladať do určitej miery za hydrogeologický masív, no v určitých častiach územia nesú znaky príznačné pre nádrže vrstvomých vôd. Obeh podzemných vôd je sústredený do pripovrchovej zóny s výrazne vyššou priepustnosťou oproti hlbším častiam horninového masívu. Hlbší obeh podzemných vôd je sústredený po otvorených puklinových pásmach. Zvýšená priepustnosť sa spravidla prisudzuje aj vrchným a čelným partiám lávových prúdov a telesám brekciovitých andezitov (Jetel, 1993b, 1997a).

Jetel (1997a) obeh prúdenia podzemnej vody v regióne, v závislosti od podmienok infiltrácie zrážok ako hlavného činiteľa tvorby zásob podzemných vôd, rozdeľuje na subsystémy – lokálne, intermediárne a regionálne.

Lokálne subsystémy predstavujú zostupné prúdenie nehlboko pod povrchom terénu, predovšetkým v pripovrchovej zóne a v pripovrchových úsekoch tektonických puklinových zón k najbližšej lokálnej báze odvodnenia – miestnej sieti vodných tokov. Tieto subsystémy majú dominantné postavenie z pohľadu celkového odtoku podzemných vôd z územia. Spreádzané sú aj hojným výskytom zostupných sutinových a sutinovo-puklinových prameňov s výdatnosťou spravidla do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Po puklinových zónach a cez vulkanické telesá charakteru vrstvomých kolektorov (porušené lávové prúdy) časť podzemnej vody z pripovrchovej zóny laterálne prestupuje do väčšej hĺbky, kde v intermediárnych systémoch odteká k drenážnym bázam vyššieho rádu. Smer prúdenia v intermediárnych systémoch už podľa Jetela (1997a) nekopíruje smer spádnic lokálneho reliéfu, ale viac-menej sa zhoduje s generálnym sklonom povrchu.

Prevažná časť podzemných vôd lokálnych a intermediárnych obehov vystupuje na povrch vo forme rozptýleného príronu do povrchových tokov. Pre intermediárne subsystémy je pritom príznačné najmä odvodňovanie na puklinových zónach v dolinách väčších tokov. Prestupy podzemných vôd do povrchových tokov boli overené aj našimi hydrometrovacími prácami (pozri nižšie výsledky hydrometrovania) na severnom ohraničení vulkanitov v hornej časti doliny Kamenica a v jej ľavostranných prítokoch – potok Meše, Suchý potok a Konský potok. Na južnom okraji boli prírastky prítokov zaznamenané zväčša v horných úsekoch niektorých hydrometrovaných tokov (Trnavský potok v Trnave pri Laborci, Sokolský potok v Jovsi, bezmenný potok v Choňkovciach). Podzemné vody intermediárneho obehu sú odvodňované aj formou prameňov. Prítomné sú najčastejšie puklinové alebo vrstvomé a zlomové pramene, pre ktoré je aj v horúcom letnom období príznačná nízka teplota vody do 6 až 8 °C (napr. pramene č. 107, 585, 812, 834 prílohy číslo 3 a iné).

Podľa Jetela (1997a) okrem odvodňovania vôd intermediárneho a lokálneho obehu prevažne do povrchových tokov a menšou časťou formou prameňov značná nezanedbateľná časť vôd intermediárneho obehu prestupuje pod povrchom terénu do kolektorov sedimentárneho neogénu (najmä v priestoroch choňkovskej depresie mimo územia regiónu), čomu pomáha aj prstovité vybiehanie vulkanických telies do komplexu neogénnych sedimentov. Značná časť podzemných vôd intermediárneho obehu smerujúcich do kolektorov sedimentárneho neogénu je však v neovulkanitoch v oblasti severného brehu Šíravy medzi Vinným a Jovsou (Medveď, 1981, 1986c, 1989; Žák a Medveď, 1988), v doline Okny pri Remetských Hámroch a Vyšnej Rybnici (Bajo a Szabová, 1976; Medveď et al., 1986; Medveď, 1986c), pri Porube pod Vihorlatom (Medveď, 1988b) a v oblasti Hlivišťa – Choňkovce (Medveď, 1986a, 1990) zachytávaná hydrogeologickými vrtmi a vodárensky využívaná. V tejto časti regiónu pri hydrodynamických skúškach vo vrtoch bolo dosiahnuté najvyššie maximálne čerpané množstvo podzemnej vody. Išlo o vrty HVZ-4 v Hlivištiach (maximálne čerpané množstvo $Q_{max} = 25,64 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri príslušnom znížení $s = 6,5 \text{ m}$, vrt č. 110 prílohy 5), prelivový vrt HKJ-2 v Jovsi ($Q_{max} = 16,12 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri $s = 15,9 \text{ m}$, vrt č. 86 prílohy 5), vrt HVZ-5 vo Vyšnej Rybnici ($Q_{max} = 16,06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri $s = 15,4 \text{ m}$, vrt č. 105 prílohy 5), prelivový vrt HKJ-3 v oblasti Kusín – Jovsa ($Q_{max} = 14,92 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri $s = 15,45 \text{ m}$, vrt č. 87 prílohy 5), vrt HVZ-9 v Kusíne ($Q_{max} = 12,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri $s = 12,83 \text{ m}$, vrt č. 74 prílohy 5), vrt HP-1 v Porube pod Vihorlatom ($Q_{max} = 10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri $s = 16,99 \text{ m}$, vrt č. 93 prílohy 5) a iné.

Podzemné vody, ktoré sa nezačlenili do odtoku prostredníctvom lokálneho a intermediárneho obehu, zostupujú smerom od hlavného hrebeňa pohoria do väčšej hĺbky po hydraulických

komunikáciách (významnejších puklinových zónach a otvorených zlomoch), zasahujúcich miestami až do predterciérneho podložja. Po prekonaní ďalšieho viac-menej horizontálneho úseku pod okrajmi pohoria, kde sa spravidla postupne zvyšuje ich teplota, mineralizácia a obsah plynov, smerujú vody regionálneho subsystému do miest vertikálneho vzostupného odvodnenia rozptýleným príronom alebo výnimočne aj v minerálnych prameňoch. K odvodňovaniu regionálneho subsystému regiónu dochádza na juhu vo východnej časti Východoslovenskej roviny a v doline Uhu, na sever v doline Cirochy a Laborca (Jetel, 1997a).

Dôležitým prvkom geologickej stavby Vihorlatu je generálne južný až juhozápadný úklon bázy komplexu neovulkanitov. Na severnej strane pohoria báza neovulkanitov prebieha nad úrovňou hlavnej eróznej bázy územia, tvorenej korytom Cirochy (150 – 210 m n. m.), vo výškovej úrovni približne 230 až 350 m n. m. Z východu prebieha kontakt neovulkanitov s podložnými paleogénnymi sedimentmi magurského flyšu vysoko nad drenážnou bázou, na úrovni okolo 500 m n. m. Na južnom okraji pohoria sa lávové prúdy andezitov v plytkom južnom úklone ponárajú pod mladšie sekvencie molasových sedimentov a laterálne sa stýkajú s humenským mezozoikom (hydrogeologický rez č. 1 – 2). Z uvedených dôvodov sú podzemné vody neovulkanitov infiltrujúce zo zrážok na severnom a východnom okraji pohoria odvodňované vrstvomými a bariérovými prameňmi na styku s podložnými menej priepustnými kolektormi (napr. pramene č. 410, 522), no vo väčšej miere sú odvodňované skrytými prestupmi v dolinách miestnych tokov v lokálnych subsystémoch prúdenia, alebo nastupujú hlbší obeh južným smerom. Neočakávame tu skryté prestupy významného množstva podzemných vôd z tejto oblasti regiónu do rieky Cirocha, prípadne do paleogénnych zvodnencov v hornom povodí Ublianky, tak ako predpokladá Jetel (1997a). Západný okraj pohoria v úseku medzi Oreským a Vinným je charakteristický stabilnou výškovou pozíciou bázy neovulkanitov (160 m n. m.) nad miestnou eróznou bázou, ktorú tvorí koryto Laborca (120 – 140 m n. m.). Styk neovulkanitov (kolektor) s podložnými neogénnymi sedimentmi (izolátor) nie je v tomto úseku sprevádzaný významnými bariérovými prameňmi, podzemné vody z tejto oblasti prúdia južným smerom a odvodňujú sa čiastočne skryto do Trnavského potoka, prípadne Vinianky, no pravdepodobnejšie sa stávajú súčasťou hlbšieho obehu.

Na južnom okraji pohoria je predpokladaným významným drenážnym prvkom územia morfológická depresia, využívaná v súčasnosti ako vodná nádrž (Zemplínska šírava), s hladinou na úrovni cca 115 m n. m. Z obdobia pred napustením nádrže sa zachovali zmienky o výveroch podzemnej vody s napätou hladinou, lokalizovaných v dnes zatopenej oblasti v blízkosti Medvedej hory.

Časť podzemných vôd hlbšieho obehu infiltrovaných na svahoch stratovulkánov Vihorlatu prestupuje prostredníctvom ich laterálnych výbežkov priamo, prípadne aj cez nasadajúce kolektory nadložných neogénnych sedimentov do predpolia pohoria k ruskovsko-tibavskej hrasti humenského mezozoika (mimo regiónu). Táto hrasť predstavuje hydrogeotermálnu štruktúru, ktorej v súčasnosti známou a dokumentovanou výverovou oblasťou je oblasť Sobraneckých kúpeľov (bližšie kapitola 8).

Maximálna čerpaná výdatnosť dosiahnutá v regióne pri hydrodynamických skúškach v zabudovaných vrtoch a pri overovacích skúškach vo vrtoch počas ich hĺbenia mala rozpätie ($n = 107$) $Q_{max} = 0,05$ až $25,64 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $1,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a aritmetickým priemerom $4,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Bajo a Szabová (1976) sledovali odtokový pomer Vihorlatu počas dvojročného režimového sledovania prietokov povrchových tokov v rokoch 1972 – 1973. Pre 18 čiastkových povodí vyčíslili merný základný odtok $0,53 - 6,95 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ s mediánom okolo $1,20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Priemerný merný základný odtok vážený podľa plôch povodí mal hodnotu $2,73 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Najvyššie priemerné hodnoty merného základného odtoku vykázalo za sledované obdobie povodie Barnova ($6,94 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $9,76 \text{ km}^2$), povodie Okny (Vyšná Rybnica: $5,27 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $51,09 \text{ km}^2$) a najrozsiahlejšie skúmané čiastkové povodie Kamenice ($4,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $56,83 \text{ km}^2$). Najnižšie hodnoty merného základného odtoku majú povodia Skalného potoka ($0,52 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $11,34 \text{ km}^2$), Kalužského potoka ($0,62 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $5,18 \text{ km}^2$) a Žiarovnice ($0,89 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $8,04 \text{ km}^2$). Údaje o základných odtokoch čiastkových povodí ležiacich v hodnotenom regióne podáva tab. 40.

Celkovo v regióne v oblasti výskytu neovulkanitov sme zdokumentovali 669 výverov podzemných vôd. Významnejšie pramene regiónu sú zachytené a vodárensky využívané (pozri nižšie kapitolu 7, tab. 82). Sú to najčastejšie puklinové, zlomové a vrstvomé pramene, ktorých priemerná výdatnosť dosahuje množstvo

Tab. 40. Merný základný odtok v čiastkových povodiach regiónu (Bajo a Szabová, 1976).

Stanica	Tok	Hydrologický rok	Ročný úhrn zrážok (mm)	Plocha povodia (km ²)	Celkový merný odtok (l · s ⁻¹ · km ⁻²)			Základný merný odtok (l · s ⁻¹ · km ⁻²)	Základný merný odtok – priemer za roky 1972 – 1973
					min.	max.	priem.		
Trnava pri Laborci	Trnavský potok	1972	720	7,00	0,43	47,9	4,72	0,78	0,89
		1973	660		0,43	96,4	4,29	1,00	
		1974	862		0,29	223	11,4	0,80	
Vinné	Viniansky (Kamenný) potok	1972	808	4,84	1,03	816	7,23	2,16	1,75
		1973	746		0,2	54,6	7,64	1,35	
		1974	1 082		0,6	304	13,6	1,20	
Kamienka	Kamenica	1972	891	56,83	3,12	87,8	16,8	5,18	4,50
		1973	822		1,78	495	14,9	3,82	
		1974	1 224		2,52	688	26,0	4,95	
Kaluža	Kalužský potok	1972	716	5,18	0,00	23,2	1,93	0,42	0,62
		1973	611		0,19	30,6	1,66	0,83	
Klokočov	Skalný potok	1972	782	11,34	0,17	40,6	3,61	0,40	0,52
		1973	680		0,17	33,7	3,79	0,65	
Kusín	Kusínsky potok	1972	910	11,00	0,81	63,6	8,96	1,27	1,27
		1973	850		0,81	158	7,63	1,27	
		1974	1 188		0,73	227	7,46	1,27	
Jovsa	Jovsiansky potok	1972	952	21,34	0,94	78,4	7,31	3,26	2,92
		1973	864		2,34	97,3	7,87	2,58	
		1974	1 218		1,59	470	20,9	2,90	
Poruba pod Vihorlatom	Porubský potok	1972	952	12,36	2,42	149	5,93	3,12	3,08
		1973	864		2,42	93,2	7,17	3,03	
		1974	1 218		2,42	712	28,1	3,36	
Zemplínske Hámre	Barnov potok	1972	905	9,76	4,5	209	20,5	7,5	6,94
		1973	864		4,41	184	16,8	6,38	
		1974	1 240		4,0	712	38,3	8,74	
Vyšné Remety	miestny potok	1972	826	3,84	2,60	183	13,8	2,80	3,15
		1973	654		2,08	354	14,3	3,58	
Vyšná Rybnica	Okna	1972	963	51,09	3,76	97,8	20,9	5,40	5,27
		1973	885		2,35	22,5	18,1	5,15	
		1974	1 230		2,83	408	31,6	4,26	
Hlivišťa	Žiarovnica	1972	929	8,04	0,12	36,2	10,36	0,82	0,89
		1973	840		0,12	43,6	12,58	0,96	
Choňkovce	Sobranecký potok	1972	872	44,61	0,44	21,8	9,12	2,54	2,19
		1973	676		0,60	79,3	9,26	1,84	
		1974	1 185		1,45	728	19,0	2,90	
Choňkovce	Syrový potok	1972	822	16,63	0,72	111,2	7,04	1,27	1,12
		1973	660		0,3	50,4	4,39	0,96	

Tab. 41. Charakteristika výdatnosti krátkodobo pozorovaných prameňov (Bajo a Szabová, 1976).

Číslo prameňa v prílohe č. 3	Lokalita	Názov prameňa	Obdobie pozorovania	Výdatnosť (l · s ⁻¹)				
				max.	dátum	min.	dátum	priem.
75	Kaluža	Pod Bogdankou	XI. 1972 – X. 1974	3,16	16. 10. 1974	0,49	28. 11. 1973	0,62
628	Vyšná Rybnica	Nad cestou	VII. 1972 – X. 1974	1,05	23. 10. 1974	0,63	12. 7. 1972	0,64

aj niekoľko $l \cdot s^{-1}$ (napr. prameň č. 5 v Trnave pri Laborci, prameň č. 258 v Modre nad Cirochou, pramene č. 336, 474, 549 vo Valaškovciach, prameň č. 552 prílohy č. 3 v Zemplínskych Hámroch).

Výdatnosť všetkých zdokumentovaných výverov z oblasti výskytu neovulkanitov ($n = 669$) sa pohybovala od $0,01$ do $20,4 l \cdot s^{-1}$ s mediánom $0,08 l \cdot s^{-1}$. Zdokumentovaná teplota vody ($n = 653$) dosahovala rozpätie $4,0 - 20,2$ °C s mediánom $10,4$ °C. Merná elektrická vodivosť vody ($n = 641$) sa pohybovala od $3,9$ do $33,3 mS \cdot m^{-1}$ s mediánom $9,3 mS \cdot m^{-1}$. Najvýdatnejším nezachyteným výverom zdokumentovaným naším mapovaním bol vrstvomý líniový výver na svahu z andezitov s výdatnosťou $20,4 l \cdot s^{-1}$ (katastrálne územie Valaškovce, výver č. 551, príloha č. 3). Ďalšie vysoké hodnoty výdatnosti mapovaných nezachytených prameňov už dosahujú pod $4,5 l \cdot s^{-1}$ (napr. výver č. 339, 695 prílohy č. 3 a iné).

Pri rozdelení výverov do tried početností podľa ich výdatnosti ($n = 669$) vychádza nasledujúce hodnotenie:

- 409 zdokumentovaných výverov (61,1 %) malo výdatnosť do $0,1 l \cdot s^{-1}$,
- 222 výverov (33,3 %) malo výdatnosť $0,11 - 1,0 l \cdot s^{-1}$,
- 29 výverov (4,3 %) malo výdatnosť $1,01 - 3,0 l \cdot s^{-1}$,
- 7 výverov (1,0 %) malo výdatnosť $3,01 - 10,0 l \cdot s^{-1}$,
- 2 vývery (0,3 %) mali výdatnosť $10,01 - 30,0 l \cdot s^{-1}$.

Bajo a Szabová (1976) krátkodobu (1970 – 1974) režimovo sledoval výdatnosť 4 prameňov. Dva pramene sa nachádzajú aj v našom regióne. Základné štatistiky ich výdatnosti podáva tab. 41. Údaje o teplote vody prameňov sú v dokumentácii Baja et al. (1976) spracované len v grafickej podobe a z nej je pre nás náročné podať relevantnú charakteristiku o teplote vody.

Podľa klasifikácie stupňa spoľahlivosti prameňov (Dub et al., 1969) prameň Pod Bogdankou vykazoval dobrý stupeň spoľahlivosti a prameň Nad cestou vykazoval výborný stupeň spoľahlivosti.

SHMÚ vykonáva režimové meranie výdatnosti prameňa a úrovne hladiny podzemnej vody v hodnotenom regióne na jednom prameni a jednej sonde (tab. 42a, 42b, 43).

Podľa klasifikácie stupňa spoľahlivosti prameňov (Dub et al., 1969) prameň Pod Lysakom (prameň č. 614 v prílohe číslo 3) vykazuje za obdobie pozorovania 1991 – 2003 zlý stupeň spoľahlivosti. Podľa údajov z ročeniek SHMÚ sa maximálna ročná výdatnosť prameňa za obdobie rokov 1994 až 2005 ($n = 12$) pohybovala v rozsahu $4,35 - 15,60 l \cdot s^{-1}$ s mediánom $8,33 l \cdot s^{-1}$. Takmer všetky maximá pripadali na mesiac apríl s výnimkou mesiaca február v roku 1998, júl v roku 2001 či máj 2004, 2005. Minimálna ročná výdatnosť pozorovaného prameňa za spomínané obdobie rokov 1994 – 2005 ($n = 12$) dosiahla rozpätie $0,63 - 2,13 l \cdot s^{-1}$ s mediánom $0,76 l \cdot s^{-1}$.

Minimá pripadali na suché jesenné obdobia mesiacov september, október, november, podstatne menej na letné mesiace júl, august. Priemerná ročná výdatnosť prameňa z toho istého obdobia ($n = 12$) sa pohybovala od $2,18$ do $5,58 l \cdot s^{-1}$ s mediánom $3,14 l \cdot s^{-1}$. Predpokladáme, že ide o sutinovo-puklinový prameň vykazujúci pomerne vysokú priemernú ročnú výdatnosť, ktorá však v dlhodobom slede nie je vyrovnaná. Chod zrážok v regióne (jarné a letné mesiace) a topenie snehu (najčastejšie apríl) sú popri zložke podzemnej vody stálejšieho obehu, podieľajúcej sa na celkovej výdatnosti prameňa, faktormi významne ovplyvňujúcimi jeho celkovú výdatnosť. Prameň vykazuje veľmi malý rozkyv teplôt (tab. 42a). Pri týždenných intervaloch merania v roku 2002 bolo v relatívnom vyjadrení rozpätie teplôt $0,4$ °C, v roku 2003 bolo rozpätie $0,3$ °C, v roku 2004 bolo rozpätie len $0,2$ °C a v roku 2005 to bolo $0,4$ °C. Teplota vody za obdobie rokov 2002 – 2005 sa pohybovala od $5,8$ do $6,2$ °C. Z pohľadu celoročne veľmi ustálenej teploty vody na jednej strane a nevyrovnanej výdatnosti prameňa na druhej strane možno usudzovať, že voda pramení zo siete hlbšie uložených puklín, čo sa odráža na vyrovnanej a nízkej teplote vody.

Pri porovnaní priemernej výdatnosti $3,21 l \cdot s^{-1}$ prameňa Pod Lysakom za pozorované obdobie 1991 – 2003 (tab. 42a) s hodnotami empirickej čiary prekročenia prameňa z obdobia nášho prieskumu v rokoch 2002 – 2005 (tab. 42b; SHMÚ nemal spracovaný rok 2006) konštatujeme, že priemerná výdatnosť prameňa z rokov 1991 – 2003 zodpovedá zhruba 120-dennej vode údajov z rokov 2002 – 2005, čo nepovažujeme za reprezentatívnu výdatnosť. Za reprezentatívnu výdatnosť pre toto obdobie považujeme výdatnosť zodpovedajúcu hodnote 330-dennej vody čiary prekročenia (tab. 42b), t. j. $1,06 l \cdot s^{-1}$.

SHMÚ režimovo sleduje úroveň hladiny podzemnej vody v regióne na sonde VN-34 v Kusíne (tab. 43). Kolektorskou horninou sú neovulkanity. Nadmorská výška odmerného bodu je 181,22 m n. m. Výška odmerného bodu nad terénom je 0,61 m. Hladina podzemnej vody za pozorované obdobie rokov 1985 – 2005 kolíše v hĺbke 18,42 až 22,34 m pod terénom s priemerom za roky 1985 – 2003 v hĺbke 20,77 m pod terénom. Za obdobie rokov nášho prieskumu 2002 – 2005 (SHMÚ nemal spracovaný rok 2006) hladina podzemnej vody kolísala v hĺbke 21,02 m (rok 2005) až 21,97 m pod terénom (rok 2002).

V období rokov 2002, 2003, 2004, 2005, 2006 boli v regióne hydrometrovaním realizované merania prietokov povrchových tokov za účelom overenia úsekov straty vody z povrchových tokov do horninového prostredia a opačne – overenie úsekov so skrytými prestupmi podzemnej vody do povrchového toku. Realizovaných bolo spolu 213 hydrometrických profilov. Nižšie podané tabelárne spracovanie, okomentované textom, je zoradené podľa čiastkových povodií v smere od západu na východ najprv po severných svahoch regiónu (čiastkové povodia Kamenice s prítokmi v oblasti Kamienky, čiastkové povodia potokov Barnov, Čierneho potoka, Hypkane a ich prítokov v oblasti Zemplínskych Hámrov) a potom tiež od západu na východ po južných svahoch regiónu (ostatné čiastkové povodia).

Tab. 42a. Charakteristika výdatnosti pozorovaného prameňa SHMÚ Pod Lysakom, lokalita Remetské Hámre, ev. číslo SHMÚ 1694, pozorovaný SHMÚ od r. 1991 (Olekšák, orig.).

	2002	2003	2004	2005	2002	2003	2004	2005
	Q (l · s ⁻¹)	Q (l · s ⁻¹)	Q (l · s ⁻¹)	Q (l · s ⁻¹)	T _{vo} (°C)	T _{vo} (°C)	T _{vo} (°C)	T _{vo} (°C)
XI	2,85	2,23	3,31	3,16	6,0	6,0	6,0	5,9
XII	2,49	2,78	3,17	3,21	6,1	6,0	6,1	6,0
I	2,32	2,54	2,64	3,11	6,0	6,0	6,1	6,0
II	2,97	2,44	2,68	3,18	6,0	5,9	6,0	5,9
III	3,74	2,71	3,99	4,13	6,1	5,9	6,1	6,0
IV	4,22	3,87	5,21	4,98	5,9	6,0	6,0	6,0
V	3,48	3,57	5,27	5,35	6,0	6,0	5,9	6,0
VI	2,96	2,00	3,19	3,75	6,0	5,9	5,9	5,9
VII	1,32	1,41	2,23	2,99	5,8	5,9	6,0	5,9
VIII	0,79	1,14	2,36	2,12	5,9	6,1	6,0	6,0
IX	0,74	0,81	2,47	2,18	5,9	6,0	5,9	6,1
X	0,93	1,59	3,40	1,93	5,9	6,0	6,0	5,9
Min	0,66	0,68	2,13	1,72	5,8	5,8	5,9	5,8
Dátum	9. 10.	24. 9.	21. 7.	10. 8., 26. 10.	viackrát	viackrát	viackrát	viackrát
Max	4,35	4,76	5,56	5,56	6,2	6,1	6,1	6,2
Dátum	3. 4., 17. 4.	30. 4.	28. 4., 19. 5.	27. 4., 4. 5., 18. 5.	26. 12.	viackrát	viackrát	viackrát
Priemer	2,37	2,26	3,32	3,34	6,0	6,0	6,0	6,0
Smerodajná odchýlka	1,18	0,99	1,02	1,08	0,10	0,1	0,1	0,09
Q _{max} 1991– 2005	15,6		Q _{min} 1991 – 2005		0,63		Q _{priem} 1991 – 2003	
Dátum	6. 4. 1994		Dátum		30. 10. 1991		3,21	

Vysvetlivky: Q – priemerná výdatnosť; T_{vo} – priemerná teplota vody; Q_{max} – maximálna výdatnosť (l · s⁻¹); Q_{min} – minimálna výdatnosť (l · s⁻¹); Q_{priem} – priemerná výdatnosť (l · s⁻¹).

Tab. 42b. Hodnoty empirickej čiary prekročenia pozorovaného prameňa SHMÚ Pod Lysakom, lokalita Remetské Hámre, ev. číslo SHMÚ 1694, pozorovacie obdobie 2002 – 2005 (Olekšák, orig.).

Prekročenie (dni)	30	60	90	120	150	180	210	240	270	300	330	355	364
Výdatnosť (l · s ⁻¹)	4,76	3,85	3,33	3,23	3,12	2,78	2,56	2,44	2,19	1,75	1,06	0,74	0,66

Poslednou skupinou údajov z hydrometrovania je skupina profilov (tab. 65) vytýčených samostatne v čiastkových povodiach zväčša pri okrajoch regiónu. Hydrometrické práce v rokoch 2002, 2004 a čiastočne aj 2003 boli realizované v čase klimaticky vlhkých období (vyššie prietoky). Ostatné merania (2005, 2006) boli robené v klimaticky suchých obdobiach.

V čiastkovom povodí Kamenice a jej prítokov boli prestupy podzemných vôd do tokov preukázané v hornom úseku Kamenice (tab. 44), v hornom a strednom úseku Suchého potoka (tab. 47), v celom hodnotenom úseku potoka Meše (tab. 45) a Konského potoka (tab. 45). Voda povrchového toku sa výrazne, v množstve $221,51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, strácala do horninového prostredia v strednom úseku Kamenice (tab. 44). Na ostatných úsekoch tokov bola preukázaná malá (prírastok alebo úbytok vody z toku predstavoval množstvo do 10 % hodnoty prietoku), prípadne zanedbateľná interakcia medzi tokom a horninovým prostredím (prírastok alebo úbytok vody z toku predstavoval množstvo do 5 % hodnoty prietoku).

Hydrometrické merania prietokov v čiastkovom povodí potoka Barnov (tab. 46) a jeho pravostranného prítoku (tab. 50) poukázali na prevahu úsekov s prírastkami prietokov. Zdokumentovaný bol len jeden stratový úsek potoka Barnov v množstve $8,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Merania prietokov na Čiernom potoku (tab. 51) v jeho hornej a strednej časti poukázali na prítomnosť stratového a nižšie prírastkového úseku prietoku. Ostatné úseky mali malé až zanedbateľné rozdiely prietokov. Nárast prietoku $5,86 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ sme zdokumentovali na pravostrannom prítoku Čierneho potoka (tab. 52).

Hydrometrovanie prietokov na Hypkani (tab. 54) a jej prítoku (tab. 55) poukázalo na prítomnosť výrazne stratového úseku v dolnej časti toku Hypkaňa ($21,49 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Strata prietoku bola zdokumentovaná aj na hodnotenom úseku prítoku Hypkane.

Hydrometrovanie Trnavského potoka (tab. 56) v hornej a v strednej časti hodnoteného čiastkového povodia potvrdilo prítomnosť dvoch úsekov s prírastkami prietokov. Ďalšie dva nižšie hodnotené úseky vykazovali nevýraznú stratu prietoku.

Tab. 43. Výsledky merania úrovne hladiny podzemnej vody (m n. m.), sonda VN-34, lokalita Kusín, ev. číslo SHMÚ 5134, pozorovanie SHMÚ od r. 1985 (Olekšák, orig.).

	2002	2003	2004	2005
	H (m n. m.)	H (m n. m.)	H (m n. m.)	H (m n. m.)
XI	159,45	158,58	158,43	158,84
XII	159,15	158,49	158,26	158,55
I	158,89	158,49	158,46	158,51
II	158,94	158,59	158,69	158,48
III	158,90	158,85	158,72	158,72
IV	159,17	159,18	159,28	158,81
V	159,26	159,33	159,27	158,96
VI	159,14	159,35	159,27	159,28
VII	159,03	159,18	159,16	159,53
VIII	159,00	158,98	159,14	159,30
IX	158,82	158,83	158,93	159,17
X	158,68	158,69	158,75	158,98
Min	158,64	158,46	158,21	158,4
Dátum	30. 10.	1. 1.	31. 12.	9. 2.
Max	159,52	159,4	159,42	159,59
Dátum	28. 11.	4. 6.	28. 4.	13. 7., 20. 7.
Priemer	159,03	158,88	158,86	158,93
Smerodajná odchýlka	0,22	0,31	0,36	0,34
H_{\max} 1985 – 2005	162,19	H_{\min} 1985 – 2005	158,27	H_{priem} 1985 – 2003:
Dátum	25. 6. 1986	Dátum	1. 1. 1997	159,84

Tab. 44. Výsledky hydrometrických meraní na Kamenici, JV od obce Kamenka (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prítok (l · s ⁻¹)	Prítok – prítok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, pozn.
Kamenka	KA-1	Kamenica	01	3. 11. 03	6,4	6,9	7,8	97,03			aNV
Kamenka	KAL-1	ľavý prítok, Trstový potok	01	3. 11. 03	5,7	11,8	6,9		243,23		aNV
Kamenka	KAL-2	ľavý prítok	01	3. 11. 03	7,0	6,8	9,3		126,88		aNV
Kamenka	KA-2	Kamenica	01	3. 11. 03	6,3	7,2	7,3	613,34		+146,20	aNV
Kamenka	KAL-3	ľavý prítok	01	3. 11. 03	7,0	7,3	9,3		29,01		aNV
Kamenka	KAL-4	ľavý prítok	01	3. 11. 03	7,0	7,3	7,5		54,10		aNV
Kamenka	KAL-5	ľavý prítok	01	3. 11. 03	8,6	7,1	7,8		0,56		aNV
Kamenka	KA-3	Kamenica	01	3. 11. 03	6,7	7,4	7,0	747,45		+50,44	aNV
Kamenka	KAP-1	pravý prítok, Porúbka	01	3. 11. 03	7,3	7,6	7,4		341,36		aNV
Kamenka	KA-3	Kamenica	02	4. 11. 03	6,7	7,1	8,7	656,19			aNV
Kamenka	KAP-1	pravý prítok, Porúbka	02	4. 11. 03	7,5	7,3	10,1		218,63		aNV
Kamenka	KAP-2	pravý prítok	01	4. 11. 03	6,1	7,7	9,2		0,22		aNV
Kamenka	KAL-6	ľavý prítok, Klinový potok	01	4. 11. 03	6,5	7,9	8,8		159,76		aNV
Kamenka	KA-4	Kamenica	01	4. 11. 03	7,0	7,6	8,6	813,29		-221,51	aNV
Kamenka	KAL-7	ľavý prítok, Meše	01	4. 11. 03	8,0	8,2	9,4		164,03		aNV, identické s ME-3
Kamenka	KAL-8	ľavý prítok, Brestový potok	01	4. 11. 03	7,9	8,2	9,8		151,49		aNV, identické s BR-2
Kamenka	KA-5	Kamenica	02	4. 11. 03	7,4	8,3	10,3	¹ 172,51		+43,70	aNV
Kamenka	KA-5	Kamenica	03	5. 11. 03	7,5	7,1	10,0	990,48			aNV
Kamenka	KAL-9	ľavý prítok, Čopov potok	02	5. 11. 03	8,2	7,1	6,7		47,24		aNV
Kamenka	KAP-3	pravý prítok	01	5. 11. 03	9,4	7,6	7,4		20,89		vhNV
Kamenka	KAP-4	pravý prítok	01	5. 11. 03	10,7	8,3	8,7		0,64		vhNV
Kamenka	KAP-5	pravý prítok	01	5. 11. 03	11,6	8,2	7,8		13,46		vhNV
Kamenka	KAP-6	pravý prítok	01	5. 11. 03	11,7	8,1	8,9		8,00		vhNV
Kamenka	KA-6	Kamenica	01	5. 11. 03	7,9	7,6	8,2	996,16		-84,55	vhNV
Kamenka	KA-5	Kamenica	01	29. 10. 02	7,0	6,6	5,9	745,16			aNV
Kamenka	KAL-9	ľavý prítok, Čopov potok	01	29. 10. 02	7,9	6,8	5,8		47,93		aNV

Vysvetlivky: aNV – ľavé prúdy, extrúzie (andezity); vhNV – vulkanoklastiká prevažne hrubé (brekcie, aglomeráty, konglomeráty, pieskovce).

Tab. 45. Výsledky hydrometrických meraní na ľavom prítoku Kamenice – potok Meše, JV od obce Kamienka (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prítok (l · s ⁻¹)	Prítok – prítok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, poznámka
Kamienka	ME-1	Meše	01	4. 11. 03		8,0	8,8	56,98			aNV
Kamienka	MEP-1	pravý prítok	01	4. 11. 03	5,7	7,4	8,7		23,25		aNV
Kamienka	ME-2	Meše	01	4. 11. 03	7,5	7,9	8,0	103,38		+23,15	aNV
Kamienka	MEP-2	pravý prítok	01	4. 11. 03	8,3	8,8	8,5		1,09		aNV
Kamienka	ME-3	Meše	01	4. 11. 03	8,0	8,2	9,4	164,03		+59,56	aNV, identické s KAL-7

Tab. 46. Výsledky hydrometrických meraní na ľavom prítoku Kamenice – Brestový potok, JV od obce Kamienka (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prítok (l · s ⁻¹)	Prítok – prítok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, poznámka
Kamienka	BR-1	Brestový potok	01	4. 11. 03	7,5	7,8	9,2	61,60			aNV
Kamienka	BRP-1	pravý prítok, Krivulka	01	4. 11. 03	7,6	7,9	8,7		92,74		aNV
Kamienka	BR-2	Brestový potok	01	4. 11. 03	7,9	8,2	9,8	151,49		-2,85	aNV, identické s KAL-8

Tab. 47. Výsledky hydrometrických meraní na ľavom prítoku Kamenice – Suchý potok, JV od obce Kamienka (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prítok (l · s ⁻¹)	Prítok – prítok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, poznámka
Kamienka	SU-1	Suchý potok	01	6. 11. 03	8,6	6,0	6,0	21,52			aNV
Kamienka	SUP-1	pravý prítok	01	6. 11. 03	6,9	5,8	6,0		8,89		aNV
Kamienka	SUP-2	pravý prítok	01	6. 11. 03	7,0	6,4	8,4		15,46		aNV
Kamienka	SU-2	Suchý potok	01	5. 11. 03	8,3	6,9	6,7	66,40		+20,53	aNV
Kamienka	SUL-1	ľavý prítok	01	5. 11. 03	8,9	7,0	6,0		22,56		aNV
Kamienka	SUP-3	pravý prítok	01	5. 11. 03	7,8	7,3	6,9		92,16		aNV
Kamienka	SU-3	Suchý potok	01	5. 11. 03	8,5	7,5	6,7	241,98		+60,86	aNV
Kamienka	SUL-2	ľavý prítok, Medvedí potok	01	5. 11. 03	6,5	7,7	8,0		8,20		aNV
Kamienka	SU-4	Suchý potok	02	5. 11. 03	8,9	7,9	7,1	257,94		+7,76	aNV
Kamienka	SU-4	Suchý potok	01	29. 10. 02	8,8	7,1	6,0	219,26			aNV

Tab. 48. Výsledky hydrometrických meraní na ľavom prítoku Kamenice – Konský potok, J od obce Kamenka (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS·m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prítok (l·s ⁻¹)	Prítok – prítok (l·s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l·s ⁻¹)	Hg. celok, poznámka
Kamenka	KO-1	Konský potok	01	19. 9. 06	8,5	13,2	20,0	3,03			aNV
Kamenka	KOL-1	ľavý prítok	01	19. 9. 06	8,3	12,7	19,8		0,15		aNV
Kamenka	KO-2	Konský potok	01	19. 9. 06	8,9	12,6	16,4	7,87		+4,69	vhNV
Kamenka	KOL-2	ľavý prítok	01	19. 9. 06	10,5	13,4	16,4		2,00		aNV
Kamenka	KO-3	Konský potok	01	19. 9. 06	10,2	12,3	13,2	13,21		+3,34	vhNV
Kamenka	KO-4	Konský potok	01	29. 10. 02	8,9	7,1	7,1	79,99			vhNV

Tab. 49. Výsledky hydrometrických meraní na potoku Barnov, JZ od Zemplínskych Hámrov (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS·m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prítok (l·s ⁻¹)	Prítok – prítok (l·s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l·s ⁻¹)	Hg. celok, poznámka
Zemplínske Hámre	BA-1	Barnov	01	25. 10. 05	6,7	7,8	14,3	3,57			aNV
Zemplínske Hámre	BAP-1	pravý prítok	01	25. 10. 05	6,9	7,6	15,5		1,75		aNV
Zemplínske Hámre	BA-2	Barnov	01	25. 10. 05	7,3	8,2	11,2	10,55		+5,23	aNV
Zemplínske Hámre	BA-2	Barnov	02	26. 10. 05	7,3	8,6	14,6	9,17			aNV
Zemplínske Hámre	BA-3	Barnov	01	26. 10. 05	7,5	8,9	14,6	11,82		+2,65	aNV
Zemplínske Hámre	BAP-2	pravý prítok	01	26. 10. 05	7,0	8,7	15,0		10,19		aNV, identické s BZ-3
Zemplínske Hámre	BA-4	Barnov	02	26. 10. 05	7,4	9,3	13,7	13,51		-8,50	aNV
Zemplínske Hámre	BA-5	Barnov	01	26. 10. 05	7,9	9,8	17,5	20,14		+6,63	aNV
Zemplínske Hámre	BA-4	Barnov	01	29. 10. 02	7,5	6,5	7,0	56,35			aNV

Tab. 50. Výsledky hydrometrických meraní na bezmennom pravostrannom prítoku potoka Barnov, J od Zemplínskych Hámrov (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS·m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prítok (l·s ⁻¹)	Prítok – prítok (l·s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l·s ⁻¹)	Hg. celok, pozn.
Zemplínske Hámre	BZ-1	bezmenný tok	01	25. 10. 05	6,7	7,4	11,8	2,26			aNV
Zemplínske Hámre	BZ-2	bezmenný tok	01	25. 10. 05	6,7	7,7	11,2	11,66		+9,40	aNV
Zemplínske Hámre	BZ-2	bezmenný tok	02	26. 10. 05	6,7	8,0	14,7	9,68			aNV
Zemplínske Hámre	BZ-3	bezmenný tok	01	26. 10. 05	7,0	8,7	15,0	10,19		+0,51	aNV, identické s BAP-2

Tab. 51. Výsledky hydrometrických meraní na Čiernom potoku, JV od Zemplínskych Hámrov (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prietok (l · s ⁻¹)	Prítok – prietok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, poznámka
Zemplínske Hámre	CE-1	Čierny potok	01	27. 10. 05	7,1	8,6	13,4	4,65			aNV
Zemplínske Hámre	CEL-1	ľavý prítok	01	27. 10. 05	7,6	8,7	13,0		10,01		aNV
Zemplínske Hámre	CEL-2	ľavý prítok	01	27. 10. 05	7,9	8,9	13,1		0,45		aNV
Zemplínske Hámre	CE-2	Čierny potok	01	27. 10. 05	7,4	8,7	14,0	8,93		-6,18	aNV
Zemplínske Hámre	CEP-1	pravý prítok	01	27. 10. 05	7,6	8,7	12,6		3,67		aNV
Zemplínske Hámre	CE-3	Čierny potok	01	27. 10. 05	7,9	8,5	13,3	18,30		+5,70	aNV
Zemplínske Hámre	CEP-2	pravý prítok	01	27. 10. 05	8,4	8,7	13,0		2,96		aNV
Zemplínske Hámre	CEP-3	pravý prítok	01	26. 10. 05	8,5	10,0	16,4		0,04		identické s CEV-2, aNV
Zemplínske Hámre	CE-4	Čierny potok	01	26. 10. 05	8,2	9,8	16,0	21,13		-0,17	aNV, nad povrch. odberom vody
Zemplínske Hámre	CE-5	Čierny potok	01	26. 10. 05	8,2	9,8	16,0	19,13		-2,00	aNV, pod povrch. odberom vody
Zemplínske Hámre	CEL-3	ľavý prítok, Hypkaňa	01	26. 10. 05	7,6	9,4	13,3		3,64		aNV, identické s HY-4
Zemplínske Hámre	CEP-4	pravý prítok	01	26. 10. 05	25,1	13,6	16,1		6,10		aNV, identické s CEB-2
Zemplínske Hámre	CE-6	Čierny potok	02	26. 10. 05	12,2	10,5	17,3	31,34		+2,47	aNV
Zemplínske Hámre	CE-6	Čierny potok	01	29. 10. 02	8,5	6,5	6,5	148,92			aNV

Tab. 52. Výsledky hydrometrických meraní na bezmennom pravostrannom prítoku Čierneho potoka tečúceho opusteným lomom, JV od Zemplínskych Hámrov (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prietok (l · s ⁻¹)	Prítok – prietok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, pozn.
Zemplínske Hámre	CEB-1	bezmenný potok	01	27. 10. 05	8,5	8,6	13,0	0,24			aNV
Zemplínske Hámre	CEB-2	bezmenný potok	01	26. 10. 05	25,1	13,6	16,1	6,10		+5,86	aNV, identické s CEP-4

Tab. 53. Výsledky hydrometrických meraní na bezmennom pravostrannom prítoku Čierneho potoka, JV od Zemplínskych Hámrov (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prietok (l · s ⁻¹)	Prítok – prietok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, pozn.
Zemplínske Hámre	CEV-1	bezmenný potok	01	27. 10. 05	9,2	9,0	14,1	0,19			aNV
Zemplínske Hámre	CEV-2	bezmenný potok	01	26. 10. 05	8,5	10,0	16,4	0,04		-0,15	aNV, identické s CEP-3

Meranie prietokov v troch úsekoch Kamenného potoka (tab. 57) potvrdilo prítomnosť dvoch úsekov s prírastkami prietokov, ktoré sú oddelené úsekmi so zanedbateľným nárastom prietoku.

Sokolský potok (tab. 58) vo svojom hornom a sčasti strednom úseku vykazoval sumárny nárast prietoku o $3,12 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Vo zvyšnej časti toku sme zaznamenali úbytok prietoku v sumárnom množstve $3,83 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Jovsiansky potok sme v regióne mali možnosť hydrometrovať (tab. 59) len v hornej časti čiastkového povodia vzhľadom na skutočnosť, že nižšia časť povodia v širšom okolí potoka je neprístupná. Je ohradená zvernicou na chov diviakov. V prvom hodnotenom úseku bol zdokumentovaný nárast prietoku o $9,81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Nižšie už boli iba dva úseky so stratou prietoku v spoločnom množstve $16,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hydrometrovanie Okny (tab. 60) bolo realizované v rokoch 2002 a 2004. V roku 2004 boli pri veľkých (až extrémnych) prietokoch Okny hydrometrované len tri úseky. Kým stredný úsek vykazoval zanedbateľný nárast prietoku ($12,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), horný a spodný úsek vykazovali sumárny nárast prietoku v množstve $769,07 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Zaujímavý je spodný hydrometrovaný úsek Okny s nárastom prietoku o $682,68 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ v roku 2004. Pri prvom meraní prietokov na tomto úseku v roku 2002 v čase nižších stavov tu bol zdokumentovaný nevýznamný nárast prietoku o $28,23 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (8 % z celkového prietoku v profile OK-4 za rok 2002).

Nižšie dva posledné hydrometrované úseky na Okne v roku 2004 potvrdili najprv úsek s úbytkom prietoku ($86,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a najnižší úsek na Okne mal iba mierny nárast prietoku (o $48,46 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$).

Hydrometrickými meraniami na Barlahove (tab. 61) sme nezdokumentovali úseky s príliš výraznými prírastkami alebo úbytkami prietokov.

V dvoch hydrometrovaných úsekoch potoka Bystrá (tab. 62) sme zdokumentovali nárast prietoku o $59,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Tab. 54. Výsledky hydrometrických meraní na potoku Hypkaňa, JV od Zemplínskych Hámrov (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť ($\text{mS} \cdot \text{m}^{-1}$)	Teplota vody ($^{\circ}\text{C}$)	Teplota vzduchu ($^{\circ}\text{C}$)	Hlavný tok – prietok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prítok – prietok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prírastok/úbytok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Hg. celok, pozn.
Zemplínske Hámre	HY-1	Hypkaňa	01	27. 10. 05	5,8	8,3	13,4	3,31			gbQ
Zemplínske Hámre	HY-2	Hypkaňa	01	27. 10. 05	5,9	8,7	11,1	3,07		+0,24	gbQ
Zemplínske Hámre	HYL-1	ľavý prítok	01	27. 10. 05	8,0	7,0	12,1		20,40		gbQ
Zemplínske Hámre	HY-3	Hypkaňa	01	26. 10. 05	7,4	9,1	14,2	22,69		-0,78	gbQ
Zemplínske Hámre	HYL-2	ľavý prítok	01	26. 10. 05	8,2	9,9	14,2		2,44		aNV, identické s HYB-2
Zemplínske Hámre	HY-4	Hypkaňa	01	26. 10. 05	7,6	9,4	13,3	3,64		-21,49	aNV, identické s CEL-3

Vysvetlivky: gbQ – gravitačné polia: blokoviská.

Tab. 55. Výsledky hydrometrických meraní bezmenného ľavostranného prítoku potoka Hypkaňa, J od Zemplínskych Hámrov (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť ($\text{mS} \cdot \text{m}^{-1}$)	Teplota vody ($^{\circ}\text{C}$)	Teplota vzduchu ($^{\circ}\text{C}$)	Hlavný tok – prietok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prítok – prietok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prírastok/úbytok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Hg. celok, pozn.
Zemplínske Hámre	HYB-1	bezmenný potok	01	27. 10. 05	8,1	8,7	12,0	5,08			gbQ
Zemplínske Hámre	HYB-2	bezmenný potok	01	26. 10. 05	8,2	9,9	14,2	2,44		-2,64	aNV, identické s HYL-2

Tab. 56. Výsledky hydrometrických meraní na Trnavskom potoku, SSV od Trnavy pri Laborci (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prietok (l · s ⁻¹)	Prítok – prietok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, poznámka
Trnava pri Laborci	TR-1	Trnavský potok	02	28. 10. 05	9,6	7,7	8,0	0,12			vhNV
Trnava pri Laborci	TRP-1	pravý prítok	01	28. 10. 05	14,5	8,8	10,1		0,10		vhNV
Trnava pri Laborci	TR-2	Trnavský potok	01	28. 10. 05	14,3	8,6	9,7	2,48		+2,26	vjNV
Trnava pri Laborci	TRP-2	pravý prítok	01	28. 10. 05	12,7	7,8	10,1		0,18		vhNV
Trnava pri Laborci	TRP-3	pravý prítok	01	28. 10. 05	12,3	8,2	10,2		0,10		vjNV
Trnava pri Laborci	TR-3	Trnavský potok	01	28. 10. 05	13,6	8,7	9,6	8,21		+5,45	vjNV
Trnava pri Laborci	TR-4	Trnavský potok	01	28. 10. 05	13,2	8,3	11,1	7,87		-0,34	vjNV
Trnava pri Laborci	TR-5	Trnavský potok	02	28. 10. 05	15,5	8,8	12,3	7,26		-0,61	aNV
Trnava pri Laborci	TR-1	Trnavský potok	01	28. 10. 02	7,9	7,8	9,4	14,44			vhNV
Trnava pri Laborci	TRP-4	pravý prítok	01	28. 10. 02	7,3	8,2	9,4		0,73		vhNV
Trnava pri Laborci	TR-5	Trnavský potok	01	28. 10. 02	13,0	9,1	8,7	51,98			aNV

Vysvetlivky: vjNV – vulkanoklastiká, prevažne drobné (tufy, pieskovce, siltovce, ílovce).

Tab. 57. Výsledky hydrometrických meraní na Kamennom potoku, SSV od obce Vinné (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prietok (l · s ⁻¹)	Prítok – prietok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, poznámka
Vinné	KM-1	Kamenný potok	01	20. 9. 06	9,0	14,7	20,8	1,08			vhNV
Vinné	KM-2	Kamenný potok	01	20. 9. 06	12,4	15,6	20,5	4,71		+3,63	vhNV
Vinné	KMP-1	pravý prítok	01	20. 9. 06	12,4	15,0	20,5		5,29		vhNV
Vinné	KM-3	Kamenný potok	01	20. 9. 06	12,3	15,0	20,3	10,36		+0,36	vhNV
Vinné	KMP-2	Kamenný potok	01	20. 9. 06	13,0	14,7	19,8		1,01		vhNV
Vinné	KM-4	Kamenný potok	01	20. 9. 06	12,9	15,1	19,2	14,01		+2,64	aNV
Vinné	KM-5	Kamenný potok	01	28. 10. 02	10,9	9,0	10,0	77,96			aNV

Na potoku Žiarovnica (tab. 63) sa hydrometrovaním potvrdili úseky s prírastkami, úbytkami prietokov, ale aj úseky s vyrovnanými prietokmi.

Na bezmennom potoku SV od Choňkoviec (tab. 64) temer v celom hodnotenom úseku s výnimkou posledného bol zaznamenaný nárast prietoku v sumárnom množstve $1,74 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V poslednom úseku bol zaznamenaný úbytok prietoku ($0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$).

Tab. 58. Výsledky hydrometrických meraní na Sokolskom potoku, S od obce Jovsa (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť ($\text{mS} \cdot \text{m}^{-1}$)	Teplota vody ($^{\circ}\text{C}$)	Teplota vzduchu ($^{\circ}\text{C}$)	Hlavný tok – prietok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prítok – prietok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prírastok/úbytok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Hg. celok, poznámka
Jovsa	SO-1	Sokolský potok	01	22. 9. 06	10,9	13,3	15,1	0,78			aNV
Jovsa	SOP-1	pravý prítok	01	22. 9. 06	10,7	12,9	15,1		0,18		aNV
Jovsa	SO-2	Sokolský potok	01	22. 9. 06	13,9	13,1	15,5	3,48		+2,52	aNV
Jovsa	SO-3	Sokolský potok	01	22. 9. 06	13,3	14,7	16,7	4,08		+0,60	aNV
Jovsa	SO-4	Sokolský potok	01	22. 9. 06	12,6	14,2	16,1	3,38		-0,7	dbQ
Jovsa	SO-5	Sokolský potok	01	22. 9. 06	12,6	14,8	17,1	1,32		-2,06	dbQ
Jovsa	SO-6	Sokolský potok	01	22. 9. 06	11,9	16,1	18,2	0,25		-1,07	dbQ

Vysvetlivky: dbQ – deluviálne sedimenty: hlinito-kamenito-balvanovité (soliflukčné); kvartér, nečlenený.

Tab. 59. Výsledky hydrometrických meraní na Jovsianskom potoku, severne od obce Jovsa (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť ($\text{mS} \cdot \text{m}^{-1}$)	Teplota vody ($^{\circ}\text{C}$)	Teplota vzduchu ($^{\circ}\text{C}$)	Hlavný tok – prietok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prítok – prietok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prírastok/úbytok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Hg. celok, poznámka
Jovsa	JO-1	Jovsiansky potok	01	22. 9. 06	8,5	11,0	11,5	10,97			vhNV
Jovsa	JOL-1	ľavý prítok	01	22. 9. 06	8,5	11,3	12,0		3,01		vhNV
Jovsa	JO-2	Jovsiansky potok	01	22. 9. 06	8,8	11,4	12,6	23,79		+9,81	aNV
Jovsa	JOP-1	pravý prítok	01	22. 9. 06	8,3	10,9	12,6		27,21		aNV
Jovsa	JOL-2	ľavý prítok	01	22. 9. 06	10,2	11,1	11,3		1,36		aNV
Jovsa	JO-3	Jovsiansky potok	01	22. 9. 06	8,6	11,1	11,3	44,32		-8,04	aNV
Jovsa	JO-4	Jovsiansky potok	01	22. 9. 06	8,9	11,4	11,3	36,35		-7,97	aNV
Jovsa	JO-5	Jovsiansky potok	01	28. 10. 02	7,8	8,9	13,8	277,26			dbQ

Tab. 60. Výsledky hydrometrických meraní na potoku Okna, SV od Remetských Hámrov (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť ($\text{mS} \cdot \text{m}^{-1}$)	Teplota vody ($^{\circ}\text{C}$)	Teplota vzduchu ($^{\circ}\text{C}$)	Hlavný tok – prítok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prítok – prítok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prírastok/úbytok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Hg. celok, poznámka
Remetské Hámre	OK-1	Okna	01	22. 10. 04				87,19			paNV
Remetské Hámre	OKP-1	pravý prítok	01	22. 10. 04					3,21		paNV
Remetské Hámre	OKL-1	ľavý prítok	01	22. 10. 04					146,48		paNV
Remetské Hámre	OK-2	Okna	02	22. 10. 04	8,4	8,3	8,0	326,09		+89,21	paNV
Remetské Hámre	OK-2	Okna	01	21. 10. 04	8,3	8,2	7,0	320,72			paNV
Remetské Hámre	OKP-2	pravý prítok	01	21. 10. 04	6,7	7,8	7,0		7,94		paNV
Remetské Hámre	OKL-2	ľavý prítok	02	21. 10. 04	7,9	7,5	7,1		72,63		aNV
Remetské Hámre	OKL-3	ľavý prítok	01	21. 10. 04	6,7	9,5	7,7		2,30		aNV
Remetské Hámre	OKL-4	ľavý prítok	01	21. 10. 04	6,3	8,6	7,0		2,41		aNV
Remetské Hámre	OKL-5	ľavý prítok	01	21. 10. 04	7,8	9,0	8,0		8,15		aNV
Remetské Hámre	OK-3	Okna	02	21. 10. 04	8,7	7,8	8,0	426,56		+12,41	aNV
Remetské Hámre	OKP-3	pravý prítok	02	20. 10. 04	8,3	7,8	9,7		7,90		paNV
Remetské Hámre	OKP-4	pravý prítok	02	21. 10. 04	5,4	7,0	8,0		2,82		aNV
Remetské Hámre	OKP-4	pravý prítok	01	19. 10. 04	5,0	8,6	13,5		8,65		aNV
Remetské Hámre	OKP-5	pravý prítok	01	19. 10. 04	7,2	8,5	13,0		38,66		aNV
Remetské Hámre	OKP-6	pravý prítok	01	19. 10. 04	6,5	8,4	13,6		74,83		aNV
Remetské Hámre	OKL-6	ľavý prítok	01	19. 10. 04	10,5	8,1	15,3		24,54		aNV
Remetské Hámre	OKP-7	pravý prítok	01	19. 10. 04	10,5	8,5	14,0		6,70		aNV
Remetské Hámre	OKL-7	ľavý prítok	01	19. 10. 04	9,6	9,5	14,2		16,28		aNV
Remetské Hámre	OKP-8	pravý prítok	01	19. 10. 04	8,1	9,5	15,0		4,00		aNV
Remetské Hámre	OK-4	Okna	02	19. 10. 04	7,9	8,7	15,5	1 290,80		+682,68	aNV
Remetské Hámre	OKL-8	ľavý prítok	03	19. 10. 04	8,4	8,6	14,8		616,50		aNV, identické s BV-4
Remetské Hámre	OKL-2	pravý prítok	01	23. 10. 02	8,3	9,0	12,2		41,48		aNV
Remetské Hámre	OK-3	Okna	01	23. 10. 02	8,6	9,3	11,5	237,76			aNV
Remetské Hámre	OKP-3	pravý prítok	01	23. 10. 02	8,2	8,8	11,5		107,36		paNV
Remetské Hámre	OK-4	Okna	01	22. 10. 02	8,2	9,0	12,5	373,35		+28,23	aNV
Remetské Hámre	OKL-8	ľavý prítok, Barlahov	01	22. 10. 02	8,2	9,3	12,3		134,44		aNV, identické s BV-4
Remetské Hámre	OK-5	Okna	01	25. 10. 02	8,3	9,5	11,8	421,74		-86,05	aNV
Remetské Hámre	OKL-9	ľavý prítok	01	25. 10. 02	8,5	9,6	12,1		10,06		aNV
Remetské Hámre	OKP-9	pravý prítok	01	25. 10. 02	7,1	9,5	11,8		117,70		aNV
Remetské Hámre	OK-6	Okna	01	25. 10. 02	8,5	9,7	12,2	597,96		+48,46	aNV

Vysvetlivky: paNV – propylitizované andezitové porfýry a andezity.

Tab. 61. Výsledky hydrometrických meraní na potoku Barlahov, SV od Remetských Hámrov (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS·m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prítok (l·s ⁻¹)	Prítok – prietok (l·s ⁻¹)	Prírastok/úbytok (l·s ⁻¹)	Hg. celok, pozn.
Remetské Hámre	BV-1	Barlahov	01	20. 10. 04	8,0	8,5	11,8	23,51			aNV
Remetské Hámre	BVP-1	pravý prítok	01	20. 10. 04	7,9	8,8	12,0		57,60		aNV
Remetské Hámre	BVL-1	ľavý prítok	01	20. 10. 04	8,6	7,5	11,0		57,18		aNV
Remetské Hámre	BV-2	Barlahov	01	20. 10. 04	8,2	8,3	12,6	150,31		+12,02	aNV
Remetské Hámre	BVP-2	pravý prítok	01	20. 10. 04	7,8	9,1	10,1		17,53		aNV
Remetské Hámre	BVL-2	ľavý prítok	01	20. 10. 04	8,9	8,7	11,2		68,03		aNV
Remetské Hámre	BVP-3	pravý prítok	01	20. 10. 04	7,6	8,6	10,0		75,93		aNV
Remetské Hámre	BV-3	Barlahov	02	6. 11. 03	8,0	7,4	7,9	225,23			aNV
Remetské Hámre	BVL-3	ľavý prítok, Bystrá	02	6. 11. 03	8,6	6,7	6,8		97,35		aNV, identické s BY-3
Remetské Hámre	BVL-3	ľavý prítok, Bystrá	02	6. 11. 03	8,6	6,7	6,8		97,35		aNV, identické s BY-3
Remetské Hámre	BVP-3	pravý prítok	01	6. 11. 03	8,7	7,6	7,0		1,49		aNV
Remetské Hámre	BVP-4	pravý prítok	01	6. 11. 03	8,7	7,3	7,0		4,80		aNV
Remetské Hámre	BVL-4	ľavý prítok	01	6. 11. 03	8,5	7,7	5,9		1,51		aNV
Remetské Hámre	BVL-5	ľavý prítok	01	6. 11. 03	9,5	7,4	9,9		0,75		aNV
Remetské Hámre	BV-4	Barlahov	02	6. 11. 03	8,2	7,1	6,4	318,60		-12,53	aNV, identické s OKL-8
Remetské Hámre	BV-3	Barlahov	01	23. 10. 02	8,0	9,3	12,2	103,15			aNV
Remetské Hámre	BVL-3	ľavý prítok, Bystrá	01	23. 10. 02	8,7	9,2	12,2		42,25		aNV, identické s BY-3
Remetské Hámre	BV-4	Barlahov	01	22. 10. 02	8,2	9,3	12,3	134,44		-10,96	aNV, identické s OKL-8

Tab. 62. Výsledky hydrometrických meraní na ľavom prítoku potoka Barlahov – potok Bystrá, SV od Remetských Hámrov (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prítok (l · s ⁻¹)	Prítok – prítok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, poznámka
Remetské Hámre	BY-1	Bystrá	01	6. 11. 03	8,5	6,3	6,4	14,20			vjNV
Remetské Hámre	BYP-1	pravý prítok	01	6. 11. 03	8,3	7,3	6,0		22,23		aNV
Remetské Hámre	BYL-1	ľavý prítok	01	6. 11. 03	8,0	6,9	7,1		0,43		vjNV
Remetské Hámre	BYP-2	pravý prítok	01	6. 11. 03	7,8	7,7	7,0		0,59		aNV
Remetské Hámre	BY-2	Bystrá	01	6. 11. 03	8,4	6,9	6,6	67,26		+29,81	aNV
Remetské Hámre	BY-3	Bystrá	02	6. 11. 03	8,6	6,7	6,8	97,35		+30,09	aNV, identické s BVL-3

Tab. 63. Výsledky hydrometrických meraní na potoku Žiarovnica, SSV od obce Hlivišťa (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prítok (l · s ⁻¹)	Prítok – prítok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, poznámka
Hlivišťa	ZA-1	Žiarovnica	01	21. 9. 06	11,7	12,3	18,2	4,77			dpNV
Hlivišťa	ZAL-1	ľavý prítok	01	21. 9. 06	14,8	13,0	18,2		1,41		dpNV
Hlivišťa	ZAP-1	pravý prítok	01	21. 9. 06	15,5	13,0	18,2		0,15		paNV
Hlivišťa	ZA-2	Žiarovnica	01	21. 9. 06	9,6	12,8	18,6	1,55		-4,78	paNV
Hlivišťa	ZAL-2	ľavý prítok	01	21. 9. 06	12,6	12,8	18,6		5,55		paNV
Hlivišťa	ZA-3	Žiarovnica	01	21. 9. 06	12,0	13,1	19,0	6,04		-1,06	aNV
Hlivišťa	ZAL-3	ľavý prítok	01	21. 9. 06	10,7	13,1	19,3		0,20		aNV
Hlivišťa	ZA-4	Žiarovnica	02	21. 9. 06	11,2	13,5	19,4	9,98		+3,74	aNV
Hlivišťa	ZAL-4	ľavý prítok	02	21. 9. 06	11,3	13,6	19,6		0,24		aNV
Hlivišťa	ZA-5	Žiarovnica	01	21. 9. 06	11,9	13,9	20,0	10,72		+0,50	vhNV
Hlivišťa	ZA-6	Žiarovnica	01	21. 9. 06	11,6	16,1	20,2	10,22		-0,50	vhNV
Hlivišťa	ZA-7	Žiarovnica	02	21. 9. 06	11,5	15,1	20,4	6,10		-4,12	vhNV
Hlivišťa	ZA-4	Žiarovnica	01	22. 10. 02	10,5	7,3	9,7	14,43			aNV
Hlivišťa	ZAL-4	ľavý prítok	01	22. 10. 02	9,9	8,5	10,8		3,47		aNV
Hlivišťa	ZA-7	Žiarovnica	01	22. 10. 02	9,7	9,0	11,1	27,55		+9,65	vhNV

Vysvetlivky: dpNV – intruzíva, dioritové porfýry.

Tab. 64. Výsledky hydrometrických meraní na bezmennom potoku, SV od obce Choňkovce (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť ($\text{mS} \cdot \text{m}^{-1}$)	Teplota vody ($^{\circ}\text{C}$)	Teplota vzduchu ($^{\circ}\text{C}$)	Hlavný tok – prítok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prítok – prietok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Prírastok/úbytok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Hg. celok, pozn.
Choňkovce	CH-1	bezmenný potok	01	21. 9. 06	10,3	14,0	20,6	0,22			aNV
Choňkovce	CHL-1	ľavý prítok	01	21. 9. 06	10,5	14,3	21,2		0,15		aNV
Choňkovce	CH-2	bezmenný potok	01	21. 9. 06	10,5	14,1	20,6	0,55		+0,18	aNV
Choňkovce	CH-3	bezmenný potok	01	21. 9. 06	13,3	13,9	19,8	1,32		+0,77	vhNV
Choňkovce	CH-4	bezmenný potok	01	21. 9. 06	12,1	15,0	21,3	2,11		+0,79	vhNV
Choňkovce	CHL-2	ľavý prítok	01	21. 9. 06	12,9	14,5	21,2		0,18		aNV
Choňkovce	CH-5	bezmenný potok	02	21. 9. 06	11,9	15,4	21,0	1,79		-0,50	aNV
Choňkovce	CH-5	bezmenný potok	01	22. 10. 02	9,7	8,5	11,5	21,50			aNV

KVARTÉR

K dopĺňovaniu podzemných vôd vo fluvialných sedimentoch dochádza infiltráciou z povrchových vôd, zrážkových vôd a skrytým prironom podzemných vôd z príľahlých zvodnených kolektorov starších horninových celkov (neogénne kolektory). Sú to kolektory s dobre vyvinutou medzizrnovou priepustnosťou. Fluvialne sedimenty sú najlepšie vyvinuté v údolnej nive Kamenice a Okny.

Deluviálne, gravitačné a proluviálne sedimenty sú dopĺňané podzemnou vodou zo zrážok a zo skrytého prestupu podzemných vôd podložných kolektorov, najčastejšie neovulkanitov. Sú to kolektory charakteru hlinitých štrkov, hlinito-piesčitých štrkov s medzizrnovou priepustnosťou. Po okrajoch neovulkanitov v regióne sú hojné aj blokové polia v strihovskom súvrství (pieskovce, menej ílovce). Výskyt prameňov je hojný, zastúpené sú sutinové, sutinovo-vrstvové, sutinovo-puklinové a sutinovo-zlomové pramene s výdatnosťou v suchých obdobiach prevažne do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, no v oblastiach suťových polí tvorených blokmi, balvanmi, príp. hrubozrnnými hlinitými štrkami sa vyskytujú aj pramene s výdatnosťou do $0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ojedinele viac (napr. pramene č. 147, 366, 544, 548 a iné v dokumentácii výverov podzemných vôd, príloha č. 3).

Žec et al. (1997) na okraji regiónu medzi Vyšnými Remetami až Choňkovcami popisujú výskyt hĺn, sprašovitých hĺn deluviálnych až eolicko-deluviálnych sedimentov, ktoré považujeme za hydrogeologické izolátory. V oblasti ich výskytu sme zdokumentovali dva sutinové pramene (č. 704, 707 v dokumentácii výverov podzemných vôd, príloha č. 3) s výdatnosťou $0,01 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Tab. 65. Výsledky hydrometrických meraní na ostatných tokoch regiónu (Olekšák, orig.).

Lokalita	Číslo profilu	Vodný tok	Poradie merania	Dátum	Merná elektrická vodivosť (mS · m ⁻¹)	Teplota vody (°C)	Teplota vzduchu (°C)	Hlavný tok – prietok (l · s ⁻¹)	Prítok – prietok (l · s ⁻¹)	Prírastok/ úbytok (l · s ⁻¹)	Hg. celok, pozn.
Chlmec	B-1	Bystrý potok	01	28. 10. 02	9,2	8,3	7,8	37,18			vhNV
Porúbka	B-2	Motyčka	01	28. 10. 02	9,7	8,5	9,6	72,55			aNV
Modra nad Cirochou	B-3	Dielnica	01	29. 10. 02	11,4	8,1	9,4	1,45			aNV
Modra nad Cirochou	B-4	bezmenný potok	01	29. 10. 02	9,8	7,7	6,1	5,19			aNV
Modra nad Cirochou	B-5	Voniarsky potok	01	29. 10. 02	8,9	7,5	6,1	26,10			aNV
Modra nad Cirochou	B-6	pravý prítok Voniarskeho potoka	01	29. 10. 02	10,5	7,3	6,1	2,48			aNV
Modra nad Cirochou	B-7	bezmenný potok	01	29. 10. 02	11,1	8,6	6,9	0,42			aNV
Modra nad Cirochou	B-8	bezmenný potok	01	29. 10. 02	9,2	7,5	6,8	17,38			aNV
Trnava pri Laborci	B-9	bezmenný potok	01	28. 10. 02	17,8	9,9	8,8	3,94			aNV
Vinné	B-10	Viniarsky potok	01	28. 10. 02	11,8	9,1	9,7	167,05			aNV
Kaluža	B-11	bezmenný potok	01	28. 10. 02	22,4	10,0	8,9	3,13			aNV
Kaluža	B-12	bezmenný potok	01	28. 10. 02	17,4	10,3	8,8	5,14			aNV
Klokočov	B-13	Suchý potok	01	21. 10. 02	9,5	8,6	8,6	1,81			aNV
Klokočov	B-14	Tomašovský potok	01	21. 10. 02	12,4	7,5	9,6	10,23			aNV
Klokočov	B-15	Skalný potok	01	21. 10. 02	11,5	7,1	8,5	15,77			aNV
Kusín	B-16	Kusín	01	21. 10. 02	8,9	7,2	7,0	19,75			aNV
Kusín	B-17	bezmenný potok	01	21. 10. 02	8,7	7,8	7,2	34,29			aNV
Poruba pod Vihorlatom	B-18	bezmenný potok	01	28. 10. 02	6,7	8,8	13,1	44,98			aNV
Poruba pod Vihorlatom	B-19	Porubský potok	01	28. 10. 02	9,6	8,0	10,1	150,13			aNV
Vyšná Rybnica	B-20	Rybnička	01	25. 10. 02	8,7	10,0	12,2	40,65			vhNV
Vyšná Rybnica	B-21	bezmenný potok	01	22. 10. 02				0,08			vjNV
Vyšná Rybnica	B-22	Hliník	01	22. 10. 02	8,6	9,9	13,2	4,19			vjNV

6. HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY

6.1. CHARAKTERISTIKA PROCESOV TVORBY CHEMICKÉHO ZLOŽENIA PODZEMNÝCH VÔD REGIÓNU

Procesy, ktoré sa zúčastňujú na tvorbe chemického zloženia podzemných vôd na území, sú determinované jeho geograficko-geomorfologickými, geologickými, hydrogeologickými pomermi a charakterom využívania územia. Keďže podzemné vody pohoria Vihorlat sú z hľadiska svojho pôvodu infiltrovanými miestnymi zrážkami, patria podľa genetickej klasifikácie (Gazda, 1974) k vodám atmosférogénnym. Výrazne tu prevažuje výskyt vôd s petrogénnou mineralizáciou – nadobúdanou v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom horninového prostredia – nad polygénnymi petrogénno-fluviogénnymi vodami so silikátovo-karbonátovo-potamogénnou mineralizáciou, formovanou vo fluvialných a proluviálnych sedimentoch povrchových tokov.

Miestne zrážky prinášajú do horninového prostredia určitý obsah solí získaných z atmosféry. Chemické zloženie zrážok navyše významne ovplyvňuje ich povahu ako rozpúšťadla minerálnych fáz, tvoriacich horninové prostredie. Informácie o chemickom zložení zimných zrážok (snehov) na hodnotenom území zo stanice Remetské Hámre (Bodiš et al., 2000) sú uvedené v tab. 66. Z týchto údajov vyplýva, že zrážkové vody sú nositeľmi pomerne významnej mineralizácie, ktorá sa pohybuje od 4,6 do 21,5 mg · l⁻¹. Hodnota ich pH je v rozmedzí 3,87 – 6,10. Význam podielu tejto mineralizácie na charaktere chemického zloženia podzemných vôd sa výraznejšie uplatňuje najmä pri nízko mineralizovaných podzemných vodách plytkého a pomerne rýchleho obehu. Pomerne nízke pH infiltrujúcich zrážkových vôd je dôležitým faktorom určujúcim intenzitu a priebeh rozpúšťania horninotvorných minerálov.

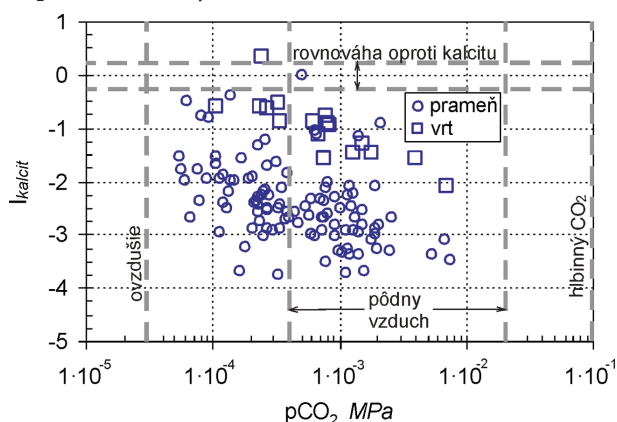
Zastúpenie pôd na území Vihorlatu vykazuje výškovú zonálnosť. Úpätie pohoria pokrývajú ilimerizované pôdy, prechádzajúce vyššie (540 – 650 m n. m.) do hnedých lesných pôd mezotrofných, hnedých lesných pôd andosolových (650 – 750 m n. m.), hnedých andosolových pôd (750 – 880 m n. m.) a sivých andosolových pôd (880 – 980 m n. m.). Hrebeňové časti pokrývajú rankrové pôdy andosolové (Vološčuk a Terray, 1987). Pri priesaku pôdnym pokryvom dochádza k metamorfóze pôvodného chemického zloženia infiltrovaných zrážkových vôd. Jej intenzita závisí od viacerých faktorov: druhu pôdneho pokryvu, jeho hrúbky a priepustnosti, nadmorskej výšky a expozície lokality, obsahu organických látok, prítomných organizmov a iných. Dôležitou charakteristikou pôdneho pokryvu je oproti atmosfére zvýšená koncentrácia CO₂ v pôdnom vzduchu, ktorá je produktom biochemického rozkladu organických látok, životnej činnosti mikroorganizmov a koreňových systémov rastlinného pokryvu. Hodnoty parciálneho tlaku CO₂, vypočítané z výsledkov laboratórnych analýz vzoriek podzemných vôd, umožňujú predpokladať, v akom prostredí prebiehala tvorba ich chemického zloženia. Ich hodnoty vypočítané pre vzorky podzemnej vody neovulkanických hornín Vihorlatu sa pohybujú zväčša v rozmedzí 0,0002 – 0,0014 MPa (obr. 10). Dokumentované hodnoty teda spadajú

Tab. 66. Základné štatistické ukazovatele chemického zloženia snehu (25-ročné pozorovanie) v lokalite Remetské Hámre (500 m n. m.). Podľa Bodiša et al., 2000.

MIN	pH	Na	K	Ca	Mg	Sr	Fe	Mn	NH ₄	Cl	SO ₄	NO ₃
13,81	4,36	0,19	0,13	0,59	0,15	0,025	0,166	0,012	1,209	1,88	4,63	3,66
4,20	0,52	0,28	0,18	0,35	0,08	0,021	0,128	0,009	0,651	1,38	1,63	1,84
4,62	3,87	0,02	0,01	0,09	0,03	0,004	0,040	0,002	0,360	0,28	1,34	0,03
21,48	6,10	1,45	0,92	1,40	0,36	0,086	0,480	0,045	2,870	5,39	8,10	8,37

Vysvetlivky: 1. riadok – priemer; 2. riadok – štandardná odchýlka; 3. riadok – minimum; 4. riadok – maximum; všetky hodnoty okrem pH sú uvedené v mg · l⁻¹.

do intervalu medzi charakteristickou hodnotou pre atmosféru ($3 \cdot 10^{-5}$ MPa) a pôdny vzduch ($3 \cdot 10^{-4}$ až $2 \cdot 10^{-2}$ MPa) a neindikujú prírony hlbinného CO_2 v obehových cestách podzemných vôd neovulkanitov. Pôdny pokryv je aj prostredím výskytu humínových kyselín a fulvokyselín, zvyšujúcich hydrolytickú kapacitu infiltrujúcich vôd.



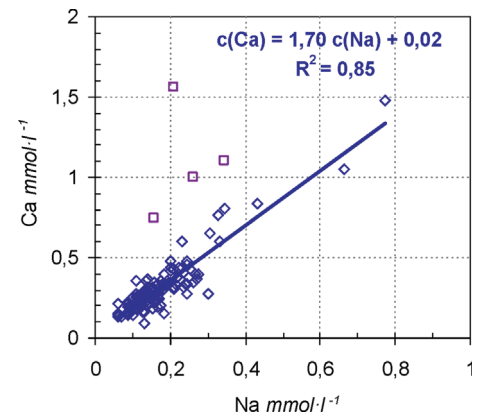
Obr. 10. Parciálny tlak CO_2 a nasýtenie oproti kalcitu v podzemných vodách neovulkanických hornín Vihorlatu (Bajtoš, orig.).

variety. Základná hmota je zložená zo živcov, kremeňa, pyroxénu, magnetitu a variabilného množstva vulkanického skla. Lokálne sú neovulkanické horniny postihnuté hydrotermálnymi premenami, najmä chloritizáciou, limonitizáciou a menej karbonatizáciou. Je zrejmé, že v takomto prostredí je hlavným mineralizačným procesom uplatňujúcim sa pri tvorbe chemického zloženia podzemných vôd predovšetkým hydrolytický rozklad silikátov.

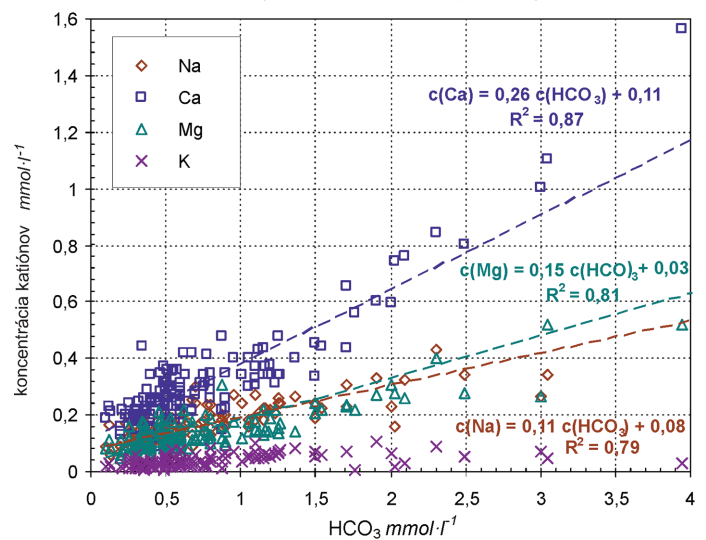
Silikátové minerály vystavené účinku vodných roztokov sú rozpúšťané v zložitom procese, na ktorom sa podieľa hydrolýza Si-O-Si(Al) zložky kryštálovej mriežky a výmena katiónov (Na^+ , Ca^{2+} , K^+) tejto mriežky za protóny H^+ z roztoku. Výmena katiónov viazaných iónovou väzbou za protóny z roztoku prebieha ľahšie v porovnaní s hydrolýzou kovalentne viazaných Si a Al tvoriacich mriežku (CaPsey a Bunker, 1990). Rýchlosť a spôsob uvoľňovania Si a Al do roztoku v rôznych formách výskytu závisí hlavne od pH roztoku: v kyslých roztokoch je uvoľňovanie Al intenzívnejšie ako Si, zatiaľ čo v podmienkach blízkych neutrálnym dochádza k prednostnému uvoľňovaniu Si oproti Al (Kawano a Tomita, 2001; Lundström a Öhman, 1990). Intenzitu uvoľňovania katiónov z kryštálovej mriežky významne kontroluje tiež nasýtenie reagujúcich roztokov týmito katiónmi. Rozpúšťanie horninotvorných silikátových minerálov môže mať preto kongruentný alebo nekongruentný charakter, v závislosti od podmienok, v ktorých uvedené procesy prebiehajú. Pri kongruentnom rozpúšťaní dochádza k ich úplnému rozloženiu na rozpustné zložky. Nekongruentným rozpúšťaním vznikajú ílové minerály a do vodného roztoku sa uvoľňujú príslušné katióny primárneho minerálu (Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} a K^+) a niekedy aj rozpustné formy výskytu (špecie) Al a SiO_2 . V spodnej časti pripovrchovej zóny (navetraná hornina) sa pyroxény, amfiboly, olivín a chlorit transformujú na pseudomorfozy ílových minerálov (smektit, vermikulit) a Fe-oxidov (goethit a hematit). Tvorba ílových minerálov (obvyčajne smektit alebo halloyzit) z plagioklasov prebieha cez medzistupeň reprezentovaný amorfnou fázou (Wilson, 2004). V spodnej zóne saprolitu sa na povrchu minerálnych zrn pyroxénov, amfibolov, olivínu aj plagioklasov s vyšším podielom Ca^{2+} formuje vylúhovaná vrstva, z ktorej boli výmenou za ión H^+ uvoľnené katióny Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , avšak len v prípade, ak v reagujúcich roztokoch katióny nedominujú nad protónmi. Vo vyšších častiach saprolitu a v pôdnom horizonte živce, pyroxény a amfiboly obvyčajne zvetrávajú nekongruentne na rôzne druhy ílových minerálov, najčastejšie halloyzit a kaolinit, tiež gibbsit. Rozpúšťaním biotitu a chloritu vzniká najčastejšie vermikulit za uvoľňovania iónov K^+ a Mg^{2+} do roztoku. Spomedzi minerálnych fáz, dominantne zastúpených vo vulkanických horninách hodnotenej oblasti, je najviac rozpustné, a preto najdôležitejšie pri tvorbe chemického zloženia podzemných vôd, vulkanické sklo a plagioklasy, najmenej kremeň. Rýchlosť rozpúšťania amorfných silikátov vPrátane vulkanického skla je o 1 – 2 rády vyššia ako živcov (Schott, 1990).

Zväčša najvýznamnejšiu fázu tvorby chemického zloženia podzemných vôd územia predstavuje interakcia hornina – voda. Neovulkanity Vihorlatských vrchov sú reprezentované intruzívnymi, extruzívnymi, efuzívnymi a vulkanoklastickými formami andezitového vulkanizmu. Geochemicky zodpovedajú vápenato-alkalickému trendu s určitým posunom do tholeiitového poľa (zvýšený obsah železa), majú subalkalickú povahu a reprezentujú najmä strednodraselné andezity (Žec et al., 1997). Plošne prevažujú lávové prúdy a ich brekcie, v ktorých sú podľa minerálneho zloženia a veľkosti výrastlíc (augit, hyperstén, amfibol, plagioklas An_{50-80}) rozlišované početné

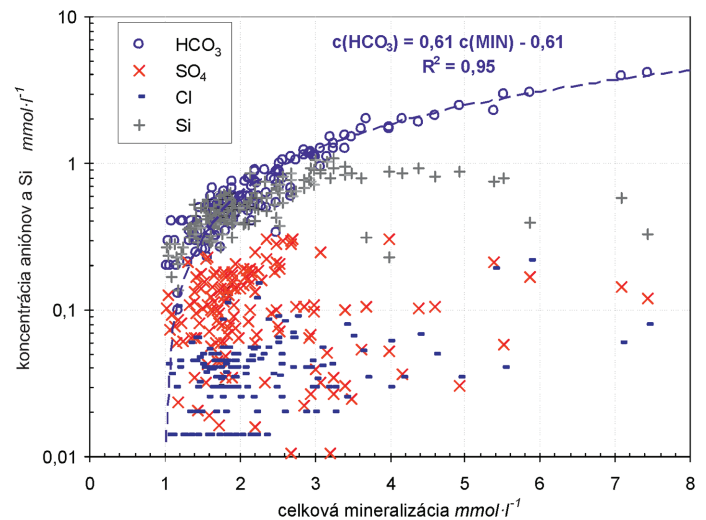
Keďže horninotvorné minerály neovulkanitov Vihorlatu sú relatívne slabo rozpustné, ich podzemná voda má celkovo nízku mineralizáciu, ktorá v prípade prameňov dosahuje najčastejšie rozsah hodnôt 90 – 200 mg · l⁻¹. Rast hodnôt celkovej mineralizácie podzemných vôd je veľmi tesne (v lineárnom trende) naviazaný na rast koncentrácie aniónu HCO₃⁻ (obr. 11). Rastúce hodnoty HCO₃⁻ sprevádza lineárny nárast koncentrácie Ca, Na a Mg ako odraz rozpúšťania silikátových minerálov generovaného protónmi uvoľňovanými do roztoku rozpúšťaním plynného CO₂. Pomer nárastu molárnej koncentrácie Ca : Na je 1,7 : 1 (obr. 11), čo je v súlade s popisovaným (Žec et al., 1997) stechiometrickým zložením prítomných plagioklasov (An₆₀₋₈₀) a za predpokladu výlučného pôvodu týchto katiónov z rozpúšťania plagioklasov by reprezentoval priemerné zloženie plagioklasov hodnoteného územia labradorit An₆₃. Horčík ako produkt rozpúšťania chloritu, biotitu, pyroxénov a amfibolov tiež vykazuje významnú kladnú koreláciu s koncentráciou HCO₃⁻. Koncentrácia draslíka je nízka a nevykazuje štatisticky významnú koreláciu s koncentráciou HCO₃⁻, keďže vo vyššie rozpustných silikátoch (plagioklasy) je tento prvok zastúpený v zanedbateľnom množstve, minerály s jeho vyšším obsahom (biotit, K-živec) sú nízko rozpustné a draslík je relatívne ľahko sorbovaný minerálmi a odčerpávaný rastlinami. Koncentrácia SiO₂ rastie priamo úmerne s narastajúcou hodnotou celkovej mineralizácie do úrovne asi 1 mmol · l⁻¹ (44 mg · l⁻¹ SiO₂), kde dochádza k stagnácii, pravdepodobne v dôsledku dosiahnutia rovnovážnych podmienok, a precipitácii amorfného SiO₂. Hlavným zdrojom rozpustených foriem kremíka v podzemných vodách by malo byť s ohľadom na svoju najvyššiu rozpustnosť vulkanické sklo. Jeho zastúpenie v základnej hmote neovulkanitov je však nízke a v niektorých typoch hornín úplne absentuje. Preto možno považovať za dominantný zdroj kremíka v podzemných vodách plagioklasy, na čo poukazuje aj existencia štatisticky významnej kladnej korelácie koncentrácie Ca : Si a Na : Si (obr. 14) s indexmi nárastu blízkymi stechiometrickým pomerom uvedených prvkov v labradorite. Koncentrácia aniónu SO₄ je v celom rozsahu zistených



Obr. 11. Koncentrácia vápnika a sodíka v podzemnej vode prameňov odvodňujúcich neovulkanické horniny Vihorlatu. Štvorčeky označujú vzorky nezahrnuté do výpočtu regresného vzťahu (Bajtoš, orig.).



Obr. 12. Koncentrácia hlavných katiónov v porovnaní s obsahom HCO₃⁻ v podzemných vodách prameňov odvodňujúcich neovulkanické horniny Vihorlatu (Bajtoš, orig.).



Obr. 13. Koncentrácia hlavných aniónov a Si v porovnaní s celkovou mineralizáciou v podzemných vodách prameňov odvodňujúcich neovulkanické horniny Vihorlatu (Bajtoš, orig.).

hodnôt celkovej mineralizácie nízka a dokumentuje absenciu významnejšej koncentrácie sulfidických a síranových minerálov. Obdobne všeobecne nízka je koncentrácia chloridov.

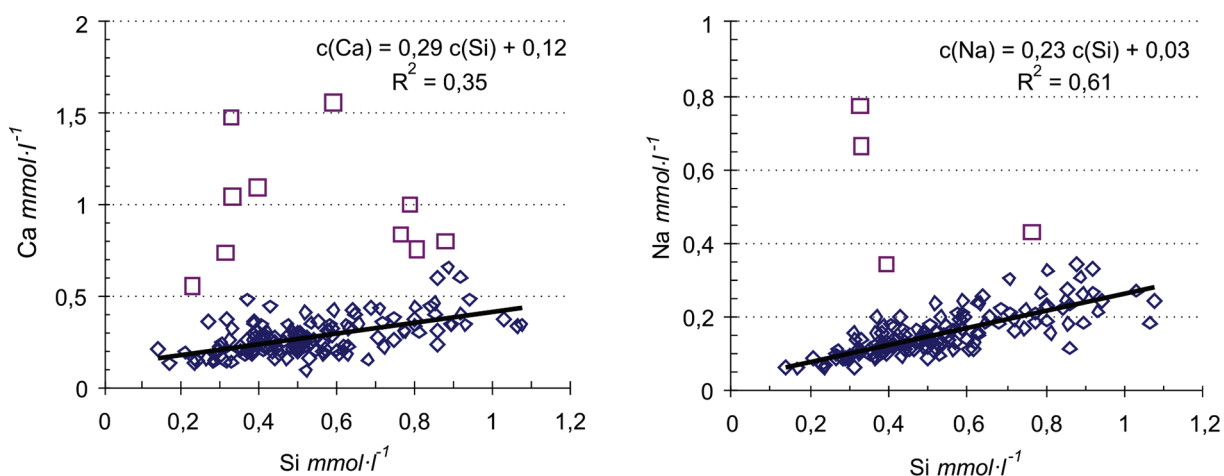
V tab. 67 sú uvedené hodnoty indexov nasýtenia podzemných vôd neovulkanitov Vihorlatu oproti niektorým minerálnym fázam, vypočítané pre charakteristické vzorky reprezentujúce nárast celkovej mineralizácie (resp. iónovej sily) od prameňa č. 173 po prameň č. 50, posledná vzorka reprezentuje preliv z vrtu č. 180 Barbora. Vzorka č. 67 je výškou celkovej mineralizácie anomálna (maximum koncentrácie Ca a HCO_3^- v grafe na obr. 12). Tieto údaje dokumentujú fakt, že podzemné vody Vihorlatu sú zväčša nedosýtené oproti kalcitu, dolomitu a sadrovcu (tab. 67 a obr. 10). Rovnováha (resp. mierne presýtenie) býva dosiahnutá len sporadicky oproti kalcitu a dolomitu. Plagioklasy v celom rozsahu zloženia (albit – anortit) a chlorit sú v daných podmienkach nestabilné, na rozdiel od K-živca a ílových minerálov. Amorfný $\text{Al}(\text{OH})_3$ v najnižšie mineralizovaných roztokoch je s nimi v rovnováhe, s nárastom mineralizácie sa stáva nestabilným. Stabilným je aj kremeň, zatiaľ čo amorfný SiO_2 zväčša nie, hoci nedosýtenosť roztokov v porovnaní s SiO_2 (a) je všeobecne len mierna.

Podzemné vody neovulkanitov overené vrtmi dosahujú hodnoty celkovej mineralizácie z intervalu približne 200 – 250 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Zvýšenie mineralizácie oproti úrovni dokumentovanej v prameňoch

Tab. 67. Indexy nasýtenia podzemných vôd neovulkanitov Vihorlatu oproti vybraným minerálnym fázam (Bajtoš, orig.). Na výpočet indexov nasýtenia je použitý program PHREEQC2 (Parkhurst a Appelo, 1999).

	Prameň č. 173	Prameň č. 197	Prameň č. 39	Prameň č. 50	Prameň č. 67	Vrt Barbora č. 180
Iónová sila ($\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$)	$1,297 \cdot 10^{-3}$	$1,616 \cdot 10^{-3}$	$2,07 \cdot 10^{-3}$	$4,421 \cdot 10^{-3}$	$6,351 \cdot 10^{-3}$	$3,184 \cdot 10^{-3}$
pH	6,55	7,09	6,62	7,04	7,71	7,78
Kalcit	-2,72	-1,99	-1,86	-0,91	0,22	-0,42
Dolomit	-6,21	-4,38	-4,31	-2,22	-0,12	-1,31
Sadrovec	-2,90	-2,91	-2,96	-2,47	-2,43	-2,61
Albit	-1,07	-1,57	-0,98	-0,33	-1,21	-1,89
Anortit	-2,57	-3,26	-3,15	-2,36	-2,83	-3,67
K-živec	0,72	0,50	1,11	1,73	0,68	-1,10
chlorit	-17,80	-11,82	-15,32	-9,23	-4,32	-5,94
$\text{Al}(\text{OH})_3$ (a)	-0,09	-1,10	-0,93	-1,12	-2,01	-1,94
Gibbsit	2,78	1,73	1,90	1,71	0,81	0,86
Kaolinit	7,94	5,88	6,63	6,35	4,34	3,42
Illit	4,81	3,33	4,11	4,56	2,57	0,71
Kremeň	0,82	0,82	1,02	1,07	0,96	0,45
SiO_2 (a)	-0,57	-0,54	-0,33	-0,28	-0,39	-0,88

Poznámka: Boldom sú podfarbené hodnoty indikujúce rovnováhu vodného roztoku oproti príslušnému minerálu.



Obr. 14. Koncentrácia vápnika a sodíka v porovnaní s obsahom Si v podzemných vodách prameňov odvodňujúcich neovulkanické horniny Vihorlatu (Bajtoš, orig.). Štvorčeky označujú vzorky nezahrnuté do výpočtu regresného vzťahu.

je výsledkom najmä zvýšenia podielu Gazdovej zložky A_2 (v priemere cca o 20 %) a A_1 (o 5 – 10 %), teda hlavne koncentrácie HCO_3^- , Ca, Mg a Na. Súvisí to s prevažne dlhšou dobou zdržania týchto vôd v podzemí a tým významnejším priblížením k rovnovážnym podmienkam (zložka A_2) a s hlbším obehom, v prostredí silikátových hornín všeobecne charakterizovanom nárastom podielu Na- HCO_3 (zložka A_1). Koncentrácia chloridov a síranov sa s rastúcou dobou zdržania vody v podzemí takmer nemení.

Hydrolýza silikátových minerálov sa zúčastňuje aj na tvorbe chemického zloženia podzemných vôd v prostredí molasových sedimentov, paleogénnych sedimentov a mezozoických hornín, ktoré na povrch vystupujú len sporadicky v maloplošných výskytoch pozdĺž hranice hodnoteného územia spod kvartérnych sedimentov. V spomenutých typoch horninového prostredia je však chemické zloženie podzemnej vody významne ovplyvňované aj rozpúšťaním prítomných karbonátových minerálov, ktoré sa stáva predovšetkým v prostredí karbonátových hornín mezozoika (dolomity karpatského keupera, piesčito-krinoidové vápence kopienického súvrstvia, púchovské sliene) a molasových sedimentov dominantným procesom.

Prítomnosť obliakov karbonátov je popisovaná vo vložkách zlepcov súvrstvi pieskovcov (egenburg), ktoré overil vrt HVT-1 (č. 2). Podzemná voda zachytená týmto vrtom svojím chemickým zložením dokumentuje dosiahnuté rovnovážne podmienky oproti kalcitu (tab. 68). V prostredí kladzianskeho súvrstvia (karpat), vyvinutého v hĺbke v podloží neovulkanitov, popisovaná prítomnosť žiliek sadrovca v súvrstviach ílovcov umožňuje predpokladať pravdepodobne lokálny výskyt podzemných vôd so sulfátogénnou mineralizáciou.

Strihovské súvrstvie (magurský paleogén) tvoria vápnnité ílovce a pieskovce s klastami karbonátov, miestami vápnnité ílovce a karbonatické pieskovce krúžických vrstiev (paleogén bradlového pásma) obsahujú polohy zlepcov s karbonátovými obliakmi. Rozpúšťanie karbonátov je preto v tomto prostredí významným hydrogeochemickým procesom. Podzemné vody strihovského súvrstvia, podrobne dokumentované v pohorí Čergov (Cicmanová a Bajtoš, 2005), sú z genetického hľadiska zaradené k podzemným vodám s karbonátovo-silikátogénnou mineralizáciou. Keďže paleogén je na hodnotenom území Vihorlatu zastúpený len okrajovo, dokumentovaná je tu podzemná voda len jedného prameňa č. 227 (tab. 68), nedosahujúca rovnovážne podmienky oproti kalcitu ani dolomitu.

Prostredie mezozoických hornín nie je na hodnotenom území odvodňované prameňmi. V hĺbke ho zachytil len vrt J-2 (č. 110) v Jovse (200 – 250 m pod povrchom – jurské krinoidové vápence a vápnnité brekcie) a dokumentoval rovnováhu podzemnej vody oproti kalcitu, mierne nedosýtenie

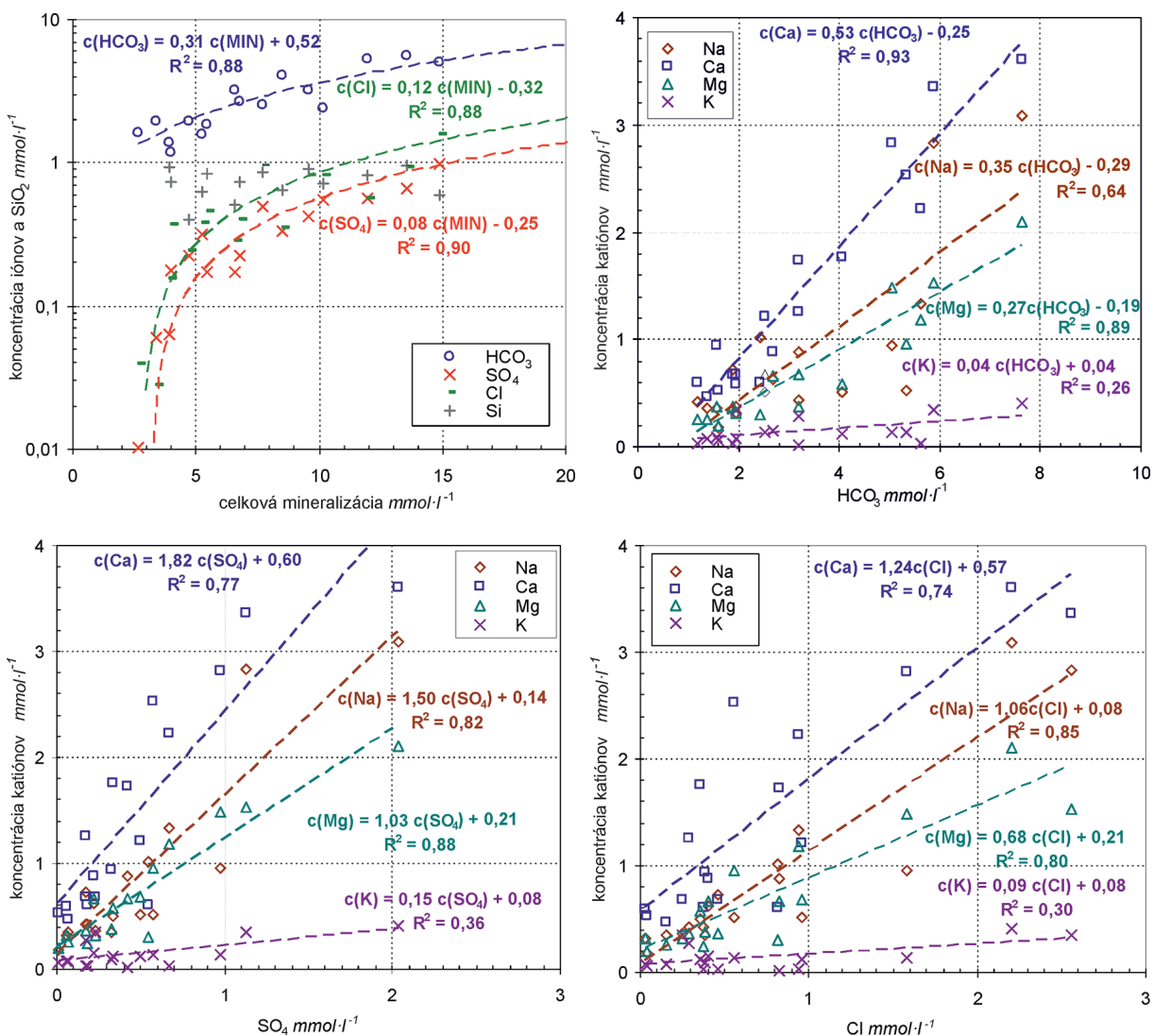
Tab. 68. Indexy nasýtenia vzoriek podzemných vôd reprezentujúcich neogénne a paleogénne sedimenty a hlbší obeh v mezozoiku Vihorlatu oproti vybraným minerálnym fázam (Bajtoš, orig.). Na výpočet indexov nasýtenia je použitý program PHREEQC2 (Parkhurst a Appelo, 1999).

	Vrt HVT-1 č. 2	Prameň č. 227	Vrt J-2 č. 110	Studňa č. 157	Studňa č. 209	Studňa č. 3
Iónová sila ($\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$)	$1,084 \cdot 10^{-2}$	$3,128 \cdot 10^{-3}$	$1,288 \cdot 10^{-2}$	$2,744 \cdot 10^{-3}$	$7,671 \cdot 10^{-3}$	$1,461 \cdot 10^{-2}$
pH	7,10	7,75	7,20	6,97	7,48	7,04
Kalcit	-0,06	-0,47	-0,12	-1,39	0,04	-0,12
Dolomit	-0,34	-1,50	-0,27	-3,10	-0,48	-0,54
Sadrovec	-1,76	-2,53	-3,15	-3,17	-2,04	-1,52
Fluorit			-0,12			
Albit			-1,69	-0,27	-0,42	-0,55
Anortit			-4,38	-2,48	-2,13	-2,26
K-živec			-0,37	1,75	1,73	1,32
Chlorit			-7,69	-10,07	-5,28	-6,63
$\text{Al}(\text{OH})_3$ (a)			-1,93	-1,12	-1,50	-1,27
Gibbsit			0,81	1,69	1,33	1,53
Kaolinit			3,19	6,44	5,45	5,68
Illit			0,88	4,60	4,04	3,92
Kremeň	0,63	0,74	0,36	1,13	1,01	0,91
SiO_2 (a)	-0,61	-0,64	-0,92	-0,21	-0,35	-0,42

Poznámka: Boldom sú podfarbené hodnoty indikujúce rovnováhu vodného roztoku oproti príslušnému minerálu.

oproti dolomitu, nedosýtenie oproti sadrovcu, živcom a amorfnému SiO₂ a presýtenie oproti ílovým minerálom a kremeňu. Prítomnosť rozpusteného sírovodíka dokumentuje redukčné podmienky. A₁ zmiešaný chemický typ vody so zvýšeným podielom Na-Cl zložky nekorelujúci s chemicko-mineralogickým zložením hornín poukazuje na batymorfný charakter mineralizácie podzemnej vody.

Vo fluviaálnych nívnych sedimentoch a proluviálnych kuželoch povrchových tokov sa v hodnotenej oblasti, najmä v jej okrajových častiach, formuje petrogenno-fluviogénna mineralizácia vôd. Jeden zo zdrojov ich dopĺňania predstavujú vody povrchových tokov, ktoré so sebou prinášajú vlastnú, v čase značne premenlivú mineralizáciu. Ďalším faktorom formovania ich chemického zloženia je časovo variabilný vplyv priamo infiltrujúcich zrážok, ale aj skryté prítoky vôd z podložných zvodnencov a zvodnencov priľahlých svahov. Je pravdepodobné, že chemické zloženie týchto vôd je okrem mineralizačných procesov vo vlastných kvartérnych sedimentoch vo významnej miere výsledkom miešania vôd rôzneho pôvodu, chemického zloženia a mineralizácie. Významnú úlohu zohráva aj sekundárne antropogénne znečistenie, ktoré sa v týchto vodách prejavuje lokálne hlavne zvýšeným obsahom dusičnanov. Dokumentovaná rovnováha oproti kalcitu v časti vzoriek podzemných vôd (tab. 68) poukazuje na možnú prítomnosť tohto minerálu v ich obehových cestách. Rast hodnôt celkovej mineralizácie podzemných vôd s petrogenno-fluviogénnou mineralizáciou je, podobne ako v prípade



Obr. 15 (vľavo hore). Koncentrácia hlavných aniónov a SiO₂ oproti celkovej mineralizácii v podzemných vodách petrogenno-fluviogénnej mineralizácie Vihorlatu (Bajtoš, orig.).

Obr. 16, 17, 18. Koncentrácia hlavných kationov oproti obsahu HCO₃, SO₄ a Cl v podzemných vodách Vihorlatu s petrogenno-fluviogénnou mineralizáciou (Bajtoš, orig.).

vôd so silikátogénnou mineralizáciou, veľmi tesne naviazaný na rast koncentrácie aniónu HCO_3^- (obr. 15) v lineárnom trende, navyše sa tu však prejavuje aj štatisticky významný nárast koncentrácie síranov a chloridov. Rastúce hodnoty koncentrácie týchto aniónov sprevádza lineárny nárast obsahu Ca, Na a Mg (obr. 16, 17, 18). V porovnaní s podzemnými vodami silikátogénnej mineralizácie zvýšená koncentrácia uvedených iónov môže mať prírodný alebo antropogénny pôvod. Ich predpokladaným prírodným zdrojom je prestup podzemných vôd s karbonátogénnou, resp. silikátovo-karbonátogénnou mineralizáciou z podložných molasových sedimentov hlbšieho obehu, ktoré môžu byť nositeľom zvýšenej koncentrácie najmä vápnika a hydrogénuhličitanov, ale aj sodíka, chloridov a síranov. Antropogénnym zdrojom môže byť prínos ľahko rozpustných látok používaných a unikajúcich do prostredia v komunálnej sfére, napríklad zimné posypy ciest a chodníkov soľou, používanie umelých hnojív a vápnenie pôd v záhradkách, vypúšťanie splaškových vôd a pod., na poľnohospodársky využívaných plochách aplikácia hnojív a vápnenie pôd.

6.2. CHARAKTERISTIKA A KLASIFIKÁCIA CHEMICKÉHO ZLOŽENIA PODZEMNÝCH VÔD

Hlavným mineralizačným procesom uplatňujúcim sa pri tvorbe chemického zloženia podzemných vôd pohoria Vihorlat, budovaného na povrchu takmer výhradne neovulkanitmi andezitového zloženia (obr. 19), je hydrolytický rozklad silikátov na fázovom rozhraní voda – hornina. Dominujú tu teda podzemné vody s typickou petrogénnou silikátogénnou mineralizáciou. Len sporadicky sa na hodnotenom území objavujú podzemné vody, ktorých mineralizácia – v rôznej miere karbonátogénna v kombinácii so silikátogénnou – sa tvorí v prostredí neogénnych molasových sedimentov, paleogénnych sedimentov a mezozoických, prevažne karbonátových hornín. V prípade vôd s fluvioyénnou mineralizáciou, viazaných na akumuláciu kvartérnych fluvialných sedimentov, vzniká výsledná mineralizácia miešaním rôznych genetických typov podzemných vôd a infiltrovaných povrchových vôd s potamogénnou mineralizáciou, lokálne aj prínosom kontaminantov antropogénneho pôvodu.

Vychádzajúc zo základných prác o genetických procesoch mineralizácie v podzemných vodách (Gazda, 1971; Gazda, 1975 a i.), z výsledkov všetkých doteraz vykonaných prác na území a ich zhodnotenia, na predkladanej základnej hydrogeochemickej mape Vihorlatu v mierke 1 : 50 000 vymedzujeme a charakterizujeme nasledujúce hydrogeochemické skupiny podzemných vôd.

Vody s polygénnou, petrogénno-fluvioyénnou mineralizáciou

F1 – podzemné vody so silikátovo-karbonátovo-potamogénnou mineralizáciou vo fluvialných sedimentoch dnovej výplne a v proluvialných sedimentoch s medzizrnovou priepustnosťou.

Vody s petrogénnou mineralizáciou

P1 – podzemné vody so silikátogénnou mineralizáciou v kvartérnych deluviálnych a eolicko-deluviálnych sedimentoch s medzizrnovou priepustnosťou.

P2 – podzemné vody so silikátogénnou mineralizáciou v efuzívnych a intruzívnych typoch neovulkanitov andezitového zloženia s puklinovou priepustnosťou.

P3 – podzemné vody so silikátogénnou mineralizáciou vo vulkanoklastických typoch neovulkanitov andezitového zloženia s puklinovou a puklinovo-medzizrnovou priepustnosťou.

P4 – podzemné vody s karbonátogénnou a karbonátovo-silikátogénnou mineralizáciou v molasových sedimentoch s puklinovou priepustnosťou.

P5 – podzemné vody s karbonátovo-silikátogénnou mineralizáciou v paleogénnych sedimentoch s puklinovou priepustnosťou.

P6 – podzemné vody s karbonátogénnou a silikátovo-karbonátogénnou mineralizáciou v mezozoických piesčitých vápencoch, slieňovcoch, dolomitoch a bridliciach s puklinovou a puklinovo-krasovou priepustnosťou.

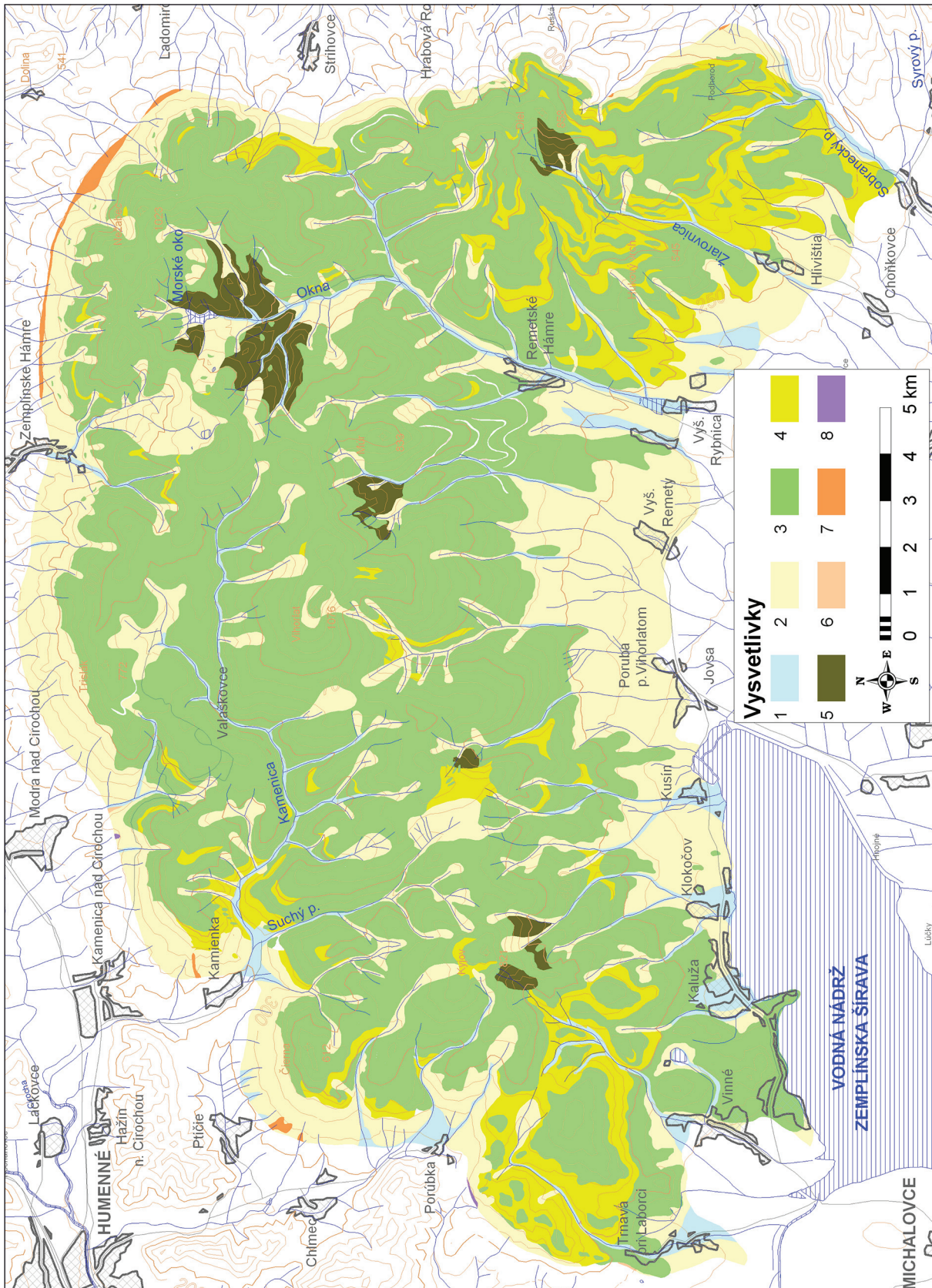
V zastúpení chemických typov vôd podľa Gazdovej charakteristiky (tab. 69) na hodnotenom území prevládajú celkovo aj v rámci vyčlenených hydrogeochemických skupín A₂ základné typy (spolu 72 % z celkového počtu vzoriek). V zastúpení chemických typov podľa prevládajúcich iónov (tab. 70) dominujú Ca-HCO₃ a Ca-Mg-HCO₃ typy (spolu 57 % z celkového počtu vzoriek) a relatívne hojným je Ca-HCO₃-SO₄ typ (13 %).

Tab. 69. Zastúpenie chemických typov podzemných vôd podľa Gazdovej charakteristiky (Bajtoš, orig.). Dolným indexom sú pri označeniach hydrogeochemických typov rozlíšené vzorky z prameňov (P), vrtov a studní (V).

Početnosť chem. typov	F1	P1 _p	P1 _v	P2 _p	P2 _v	P3 _p	P3 _v	P4 _v	P5 _p	P5 _v	P6 _v	Spolu
A ₂ výr.	9	11	1	27	14	12	27	-	1	1	-	103
	53 %	52 %	20 %	24 %	82 %	50 %	90 %		100 %	100 %		44,4 %
A ₂ nevýr.	6	5	3	40	2	1	3	1	-	-	-	61
	35 %	24 %	60 %	35 %	12 %	4 %	10 %	100 %				26,3 %
S ₂ (NO ₃) nevýr.	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
		5 %										0,4 %
S ₂ (SO ₄) nevýr.	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	10,4 %
				1 %								
A ₁ -A ₂ prech.	-	-	-		1	-	-	-	-	-	-	1
					6 %							0,4 %
A ₂ -S ₂ (SO ₄) prech.	-	1	-	10	8	-	-	-	-	-	-	19
		5 %		9 %	33 %							8,2 %
A ₂ -S ₂ (NO ₃) prech.	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1
				1 %								0,4 %
A ₁ zmieš.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1
											100 %	0,4 %
A ₂ zmieš.	2	2	1	24	-	2	-	-	-	-	-	31
	12 %	10 %	20 %	21 %		8 %						13,4 %
A ₂ -S ₁ (SO ₄)-S ₁ (NO ₃) zmieš.	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
	6 %											0,4 %
A ₂ -S ₂ (Cl)-S ₁ (NO ₃) zmieš.	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1
				1 %								0,4 %
A ₂ -S ₂ (NO ₃)-S ₂ (SO ₄) zmieš.	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1
						4 %						0,4 %
S ₂ (Cl) zmieš.	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1
				1 %								0,4 %
S ₂ (NO ₃) zmieš.	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1
				1 %								0,4 %
S ₂ (SO ₄) zmieš.	-	1	-	7	-	-	-	-	-	-	-	8
		5 %		6 %								3,4 %
základné typy	15	17	4	68	16	13	30	1	1	1	0	166
	88 %	81 %	80 %	60 %	94 %	54 %	100 %	100 %	100 %	100 %		71,6 %
prechodné typy	0	1	0	11	1	8	0	0	0	0	0	21
		5 %		10 %	6 %	33 %						9,1 %
zmiešané typy	3	3	1	34	0	3	0	0	0	0	1	45
	18 %	14 %	20 %	30 %		13 %					100 %	19,4 %

Tab. 70. Zastúpenie chemických typov podzemných vôd podľa prevládajúcich iónov (minimálne 25 c · z %), (Bajtoš, orig.). Dolným indexom sú pri označeníach hydrogeochemických typov rozlíšené vzorky z prameňov (P), vrtov a studní (V).

Početnosť výskytu chem. typov	F1	P1 _p	P1 _v	P2 _p	P2 _v	P3 _p	P3 _v	P4 _v	P5 _p	P5 _v	P6 _v	Spolu
Ca-HCO ₃	8	6	1	23	6	4	17	–	1	–	–	66
	44 %	30 %	20 %	20 %	35 %	17 %	55 %		100 %			28,3 %
Ca-HCO ₃ -NO ₃	–	–	–	3	–	–	–	–	–	–	–	3
				3 %								1,3 %
Ca-HCO ₃ -NO ₃ -SO ₄	–	–	–	3	–	1	–	–	–	–	–	4
				3 %		4 %						1,7 %
Ca-HCO ₃ -SO ₄	–	2	–	26	–	4	–	–	–	–	–	32
		10 %		23 %		17 %						13,7 %
Ca-HCO ₃ -SO ₄ -NO ₃	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	2
				2 %								0,9 %
Ca-Mg-Cl	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1
				1 %								0,4 %
Ca-Mg-HCO ₃	7	10	3	20	8	8	10	1	–	–	–	67
	39 %	50 %	60 %	18 %	47 %	33 %	32 %	100 %				28,8 %
Ca-Mg-HCO ₃ -Cl	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1
			20 %									0,4 %
Ca-Mg-HCO ₃ -NO ₃	–	–	–	5	–	–	–	–	–	–	–	5
				4 %								2,1 %
Ca-Mg-HCO ₃ -NO ₃ -SO ₄	–	–	–	1	–	4	–	–	–	–	–	5
				1 %		17 %						2,1 %
Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	1	2	–	13	–	–	–	–	–	–	–	16
	6 %	10 %		12 %								6,9 %
Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -NO ₃	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	2
				1 %		4 %						0,9 %
Ca-Mg-HCO ₃ -NO ₃	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1
				1 %								0,4 %
Ca-Mg-NO ₃	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
		5 %										0,4 %
Ca-Mg-NO ₃ -HCO ₃	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	2
				2 %								0,9 %
Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1
				1 %								0,4 %
Ca-Na-HCO ₃	–	–	–	1	2	–	2	–	–	–	–	5
				1 %	12 %		7 %					2,1 %
Ca-Na-Mg-HCO ₃	1	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	3
	6 %						3 %			100 %		1,3 %
Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1
				1 %								0,4 %
Ca-NO ₃ -SO ₄	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	2
				2 %								0,9 %
Ca-SO ₄ -HCO ₃	–	–	–	4	–	2	–	–	–	–	–	6
				4 %		8 %						2,6 %
Ca-SO ₄ -NO ₃	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1
				1 %								0,4 %
Ca-SO ₄ -NO ₃	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1
				1 %								0,4 %
Na-Ca-HCO ₃	–	–	–	1	1	–	1	–	–	–	–	3
				1 %	6 %		3 %					1,3 %
Na-HCO ₃ -Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1
											100 %	0,4 %
K-HCO ₃	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
	6 %											0,4 %
Spolu	18	21	5	113	17	24	31	1	1	1	1	233



Obr. 19. Plošné zastúpenie hydrogeochemických typov hornín na území Vihorlatu (Bajtoš, orig.). 1 – fluviaľné a proluviaľné sedimenty (P1); 2 – deluviaľné a eolicko-deluviaľné sedimenty (P1); 3 – lávové prúdy andezitov a ich brekcie, intruzíva, extruzíva (P2); 4 – vulkanoklastiká (P3); 5 – propylitizované neovulkanity; 6 – molasové sedimenty (P4); 7 – paleogénne sedimenty (P5); 8 – mezozoické, prevažne karbonátové horniny (P6).

Podzemné vody s karbonátogénnou a silikátovo-karbonátogénnou mineralizáciou v mezozoických piesčitých vápencoch, slieňovcoch, dolomitoch a bridliciach s puklinovou a puklinovo-krasovou priepustnosťou (P6)

Mezozoické horniny vystupujú len v izolovaných drobných výskytoch na okrajoch hodnoteného územia. Ide o výskyt púchovských slieňov (vrchná krieda bradlového pásma), vystupujúcich v lokalite Prievalky J od Modry nad Cirochou, výskyt kopieneckého súvrstvia piesčito-krinoidových vápencov (jura mezozoika Humenských vrchov) a výskyt karpatského keupera (mezozoikum Humenských vrchov) s polohami dolomitu JZ od Porúbky. Povrchové vývery podzemnej vody v tomto prostredí sa na hodnotenom území nevyskytujú. V hĺbke ho overil vrt J-2 Jovsa s prelivom, ktorý je popisovaný v kapitole o minerálnych vodách. Analogicky s poznatkami z obdobných terénov predpokladáme v tomto prostredí pri povrchu výskyt podzemných vôd A₂ základného Ca(±Mg)-HCO₃ typu s predpokladanou mineralizáciou 300 – 500 mg · l⁻¹. Priemerná celková mineralizácia podzemných vôd viazaných na území Slovenska na mezozoické horniny dosahuje 397 ± 106 mg · l⁻¹ pre slieňité vápence, 408 ± 101 mg · l⁻¹ pre dolomity a 351 ± 91 mg · l⁻¹ pre nesadrovcový karpatský keuper (Rapant et al., 1996).

Podzemné vody s karbonátovo-silikátogénnou mineralizáciou v paleogénnych sedimentoch s puklinovou priepustnosťou (P5)

Pozdĺž SV okraja hodnoteného územia od Zemplínskych Hámrov k Ladomirovu vystupuje na povrch z podložia neovulkanitov strihovské súvrstvie magurského paleogénu s pieskovecami s karbonátovými klastmi. Na jeho SZ okraji v oblasti Ptičie – Kamienka sa nachádzajú v prostredí kvartérnych sedimentov východy hutianskeho súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu, tvorené ílovcami a pieskovecami. Na jeho JV okraji, SV od obce Podhorod, vystupujú v podloží gravitačných sedimentov a v drobných východoch krúžické vrstvy (flyšové súvrstvie s vložkami karbonátových zlepcov) paleogénu bradlového pásma a pročské vrstvy (flyšový vývoj karbonatických pieskovcov a ílovcov). Na hodnotenom území je hydrogeochemicky zdokumentovaný puklinovo-suťový prameň Z od obce Ladomirov (č. 227) s vodou A₂ výrazného, Ca-HCO₃ typu s mineralizáciou 183 mg · l⁻¹ a studňa v obci Zemplínske Hámre (č. 152) s vodou A₂ výrazného, Ca-Na-Mg-HCO₃ typu s mineralizáciou 334 mg · l⁻¹. Podzemné vody strihovského súvrstvia, podrobne dokumentované v pohorí Čergov (Cicmanová a Bajtoš, 2005), sú zastúpené jednoznačne vyhranenými (H_r 0,33 – 0,53) výraznými základnými Ca-Mg-HCO₃ typmi (rMg/rCa 0,3 – 0,7) s mineralizáciou v pomerne širokom rozsahu (58,15 – 676,38 mg · l⁻¹) v priemere 288,61 mg · l⁻¹ (medián 283,87 mg · l⁻¹). Hlavný podiel ich mineralizácie tvorí Gazdova zložka A₂ (77,12 %), pričom súčet obsahu Ca + Mg sa pohybuje v priemere okolo 61,5 mg · l⁻¹ a obsah HCO₃ okolo 175 mg · l⁻¹. Súčet koncentrácie Na + K dosahuje len cca 4 mg · l⁻¹. Zložka A₁ v mineralizácii podzemných vôd prameňov takmer chýba a objavuje sa len vo vodách zachytených vrtmi.

Podzemné vody s karbonátogénnou a karbonátovo-silikátogénnou mineralizáciou v molasových sedimentoch s puklinovou priepustnosťou (P4)

Molasové sedimenty stratigrafického rozsahu panón – egenburg sú vyvinuté v podloží kvartérnych sedimentov v južnom predpolí stratovulkanov Vihorlatských vrchov. Na povrch vystupujú len v podobe izolovaných malých výskytov, S od Trnavy pri Laborci. V severnom predpolí pohoria J od Modry nad Cirochou sa nachádza východ ílovcov a prachovcov s obliakmi karbonátov (egenburg). Hydrogeochemické údaje z tohto prostredia na hodnotenom území sú len z vrtu HVT-1 (č. 2) situovaného na J okraji Trnavy pri Laborci, ktorý overil v otvorenom úseku 6,5 – 16,5 m v prostredí pieskovcov egenburgu vodu A₂ nevýrazného, Ca-Mg-HCO₃ typu s mineralizáciou 592 mg · l⁻¹, ktorej zloženie je ovplyvnené prínosom látok antropogénneho pôvodu (NO₃⁻ = 45,7 mg · l⁻¹, Zn = 0,513 mg · l⁻¹). Pre podzemné vody sedimentárneho neogénu Slovenska neovplyvnené prínosom látok antropogénneho pôvodu je charakteristický základný A₂ výrazný, Ca-Mg-HCO₃ typ s celkovou mineralizáciou 643 ± 265 mg · l⁻¹ a hodnotou pH = 7,32 ± 0,4. Podiel Gazdovej charakteristiky S₁(Cl) varíruje okolo

8 % a zložky $S_2(SO_4)$ okolo 16 %, priemerný obsah chloridov je $22,7 \pm 18,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a síranov $70,7 \pm 91,9 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Rapant et al., 1996). Mineralizáciu podzemných vôd molasových sedimentov s puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou vyskytujúcich sa na hodnotenom území preto charakterizujeme ako karbonátogénnu a silikátovo-karbonátogénnu, A_2 základného, Ca-Mg- HCO_3 typu, s celkovou mineralizáciou okolo $600 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Podzemné vody so silikátogénnou mineralizáciou vo vulkanoklastických typoch neovulkanitov andezitového zloženia s puklinovou a puklinovo-medzizrnovou priepustnosťou (P3)

Výskyt vulkanoklastík na hodnotenom území je viazaný hlavne na spodné časti stratovulkánu Kyjov (Z časť hodnoteného územia), celý rozsah stratovulkánu Diel (JV časť) a pyroklastický vulkán Kamienka (V od rovnomennej obce). Ide o aglomeráty, redeponované pyroklastiká a pemzové tufy, epiklastické vulkanické pieskovce, konglomeráty a brekie andezitového zloženia. Chemické zloženie podzemných vôd na ne viazaných je dokumentované v 24 prameňoch a 27 vrtoch (tab. 72). Ide v prevažne o chemické typy podzemných vôd A_2 základné, menej $A_2-S_2(SO_4)$ prechodné, Ca-(\pm Mg)- HCO_3 -(\pm SO_4) typu, s priemernou mineralizáciou $145 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (prevažne v rozmedzí $112 - 183 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) pre pramene a $233 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (prevažne v rozmedzí $193 - 238 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) pre vrty. Podzemné vody dokumentované vo vrtoch sú oproti vodám prameňov charakteristické nárastom úrovne zložiek A_1 (z 4,9 na 10,2 %), A_2 (z 60,0 na 77,1 %) a $S_1(SO_4)$ (z 3,9 na 6,7 %) aj poklesom úrovne zložiek $S_1(NO_3)$ (zo 7,2 na 2,29 %), $S_2(SO_4)$ (z 16,3 na 0,69 %) pri náraste mineralizácie zo $144,8$ na $233,3 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Podzemné vody zachytené vrtmi majú viac vyhranené chemické zloženie (priemerná interná relatívna informačná entropia $H_r = 0,58$ vo vodách prameňov oproti $H_r = 0,42$ pre vody vrtoch). Na systemizačnom grafe chemického zloženia vôd (obr. 20) možno pozorovať pomerne stabilné zloženie v kationovej oblasti ako výsledok rozpúšťania rovnorodej asociácie silikátových minerálov. Pri prameňoch je pozorovateľná značná variabilita v aniónovej oblasti, daná rôznym stupňom nárastu podielu HCO_3^- oproti aniónom Cl a SO_4 , reprezentujúcim rôzne fázy metamorfózy pôvodného zloženia zrážkových vôd, pri variabilnom parciálnom tlaku CO_2 . Pri vrtoch je variabilita podielu aniónov menšia a prevažuje dominancia HCO_3 vďaka výraznejšiemu prejavu metamorfózy chemického zloženia vôd v hlbšom obeh. Formy výskytu dusíka dosahujú nízku koncentráciu, ktorá pri dusičnanoch nepresahuje $9 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Obsah stopových prvkov je nízky, pri väčšine z nich sa pohybuje zväčša pod medzou stanovenia. V prípade železa sa hodnoty koncentrácie pohybujú zväčša v stotínach $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (maximum $0,678 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), podobne pri stronciu (max. $0,12 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a báriu (max. $0,03 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Obsah mangánu neprekročil $0,09 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Pomerne vysoký je obsah hliníka stanovený z nefiltrovaných vzoriek, pohybuje sa v rozmedzí $0,02 - 0,19 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ s priemerom $0,199 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Obsah SiO_2 predstavuje v priemere približne 27 % celkovej mineralizácie podzemných vôd. Ide o agresívne vody s obsahom agresívneho CO_2 (Heyer) $6,6 - 36,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Pre súbor vzoriek z prameňov dosahuje vysoké ($0,7 - 0,9$) kladné hodnoty koeficientu korelácie vo vzťahu k aniónu HCO_3^- obsah Ca, Na, Mg a K, dokumentujúci popisovaný proces rozpúšťania (Tab. 71. Korelačná matica vybraných chemických zložiek podzemných vôd prameňov vulkanoklastických hornín (P3), (Bajtoš, orig.).

	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO_4	NO_3	HCO_3	SiO_2
Na	1								
K	0,873	1							
Ca	0,790	0,682	1						
Mg	0,611	0,424	0,801	1					
Cl	0,096	0,060	0,118	-0,003	1				
SO_4	-0,431	-0,435	-0,411	-0,278	0,577	1			
NO_3	-0,661	-0,701	-0,530	-0,407	0,284	0,591	1		
HCO_3	0,806	0,750	0,867	0,755	-0,203	-0,725	-0,763	1	
SiO_2	0,865	0,840	0,704	0,483	-0,113	-0,624	-0,735	0,821	1

Poznámka: Kritická hodnota koeficientu korelácie pri hladine významnosti $\alpha = 0,01$ je 0,54. Počet vzoriek $n = 24$.

silikátov za prítomnosti CO_2 (tab. 71). Vysoké záporné hodnoty koeficientu korelácie oproti HCO_3^- sú zaznamenané pri NO_3^- a SO_4^{2-} . Obdobne je to aj vo vzťahu uvedených iónov k SiO_2 . Vysokú kladnú koreláciu vykazujú tiež dvojice iónov Ca-Mg, Na-K a Na-Ca.

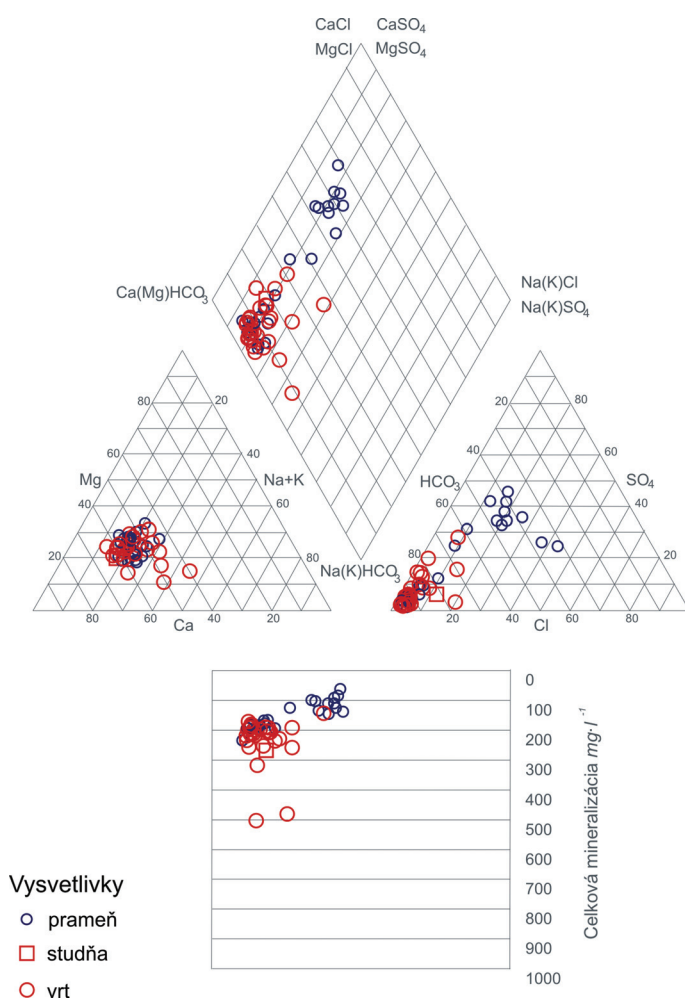
Podzemné vody so silikátogénnou mineralizáciou v efuzívnych, intruzívnych a extruzívnych typoch neovulkanitov andezitového zloženia s puklinovou priepustnosťou (P2)

Efuzívne a intruzívne typy neovulkanických hornín andezitového zloženia sú najrozšírejšou skupinou a budujú väčšinu rozlohy hodnoteného územia. V rámci nich prevažujú lávové prúdy a ich brekcie, periklinálne uklonené smerom od centra stratovulkánov k ich periférii. Výskyt intruzívnych foriem vo forme dajok, nek a protrúzií sa viaže na centrá stratovulkánov, kde sa nachádzajú aj väčšie

Tab. 72. Štatistické údaje o chemickom zložení podzemných vôd prameňov a vrto v vulkanoklastických hornín (Bajtoš, orig.).

	pramene vulkanoklastík (P3)										vrty vo vulkanoklastikách (P3)									
	n	% MS	M	Md	s	Min	Max	Q _{0,25}	Q _{0,75}	IS _{95 %}	n	% MS	M	Md	s	Min	Max	Q _{0,25}	Q _{0,75}	IS _{95 %}
pH	24		6,94	6,90	0,43	6,15	7,65	6,69	7,20	0,17	27		7,10	7,05	0,49	6,10	8,30	6,85	7,40	0,19
EC	21		14	12	5	8	22	10	18	2,0	26		19	17	7	15	41	16	19	2,6
CHSK _{mn}	21		1,33	1,20	0,79	0,25	2,56	0,80	2,08	0,34	2		0,72			0,56	0,88			
O ₂ mg l ⁻¹	19		7,66	7,80	1,59	3,25	10,30	6,85	8,35	0,71	2		7,27			6,10	8,43			
O ₂ %	19		69,60	70,78	14,52	29,49	93,47	62,16	75,75	6,53	2		85,44			76,50	94,37			
Li	21	81	<MS	<MS	<MS	<MS	<MS	<MS	<MS	<MS	3	0	0,003			0,002	0,007			
Na	24	0	4,27	4,36	1,27	2,00	6,10	3,14	5,31	0,51	31	0	9,57	8,45	4,07	4,80	22,70	7,49	10,75	1,43
K	24	0	1,98	2,09	0,78	0,40	3,20	1,30	2,61	0,31	31	0	2,82	2,75	1,16	0,20	6,40	2,13	3,48	0,41
Ca	24	0	13,65	13,57	3,92	5,61	23,90	11,51	15,43	1,57	31	0	25,23	23,35	10,83	15,63	67,33	20,41	27,05	3,81
Mg	24	0	3,86	3,68	1,39	1,21	7,44	3,07	4,62	0,56	31	0	6,60	6,08	3,06	2,43	17,27	5,66	7,25	1,08
Sr	16	0	0,07	0,06	0,02	0,05	0,12	0,05	0,08	0,01	2	0	0,14			0,13	0,15			
Fe	24	25	0,099	0,025	<MS	0,678	<MS	0,061	<MS	0,010	27	22	0,155	0,040	0,292	<MS	1,480	0,010	0,150	0,11
Mn	24	42	0,003	<MS	<MS	0,089	<MS	0,010	<MS	0,010	30	43	0,018	<MS	<MS	0,270	<MS	0,044		
NH ₄	24	67	<MS	<MS	<MS	0,090	<MS	0,030	<MS	0,030	27	33	0,060	<MS	0,225	<MS	0,130			
F	21	81	<MS	<MS	<MS	0,160	<MS	<MS	<MS	<MS	15	33	0,100	<MS	0,400	<MS	0,160			
Cl	24	0	1,7	1,6	0,6	0,7	3,2	1,3	1,9	0,25	31	0	2,4	1,7	3,1	0,8	18,1	1,2	2,3	1,10
SO ₄	24	0	10,8	8,3	8,1	1,0	29,2	3,5	16,6	3,24	31	0	8,6	6,0	9,5	1,4	39,4	2,6	9,4	3,33
NO ₂	24	96	<MS	<MS	<MS	0,110	<MS	<MS	<MS	<MS	30	53	<MS	<MS	<MS	0,050	<MS	0,010		
NO ₃	24	8	5,6	3,4	5,2	<MS	20,0	1,7	8,7	2,10	30	10	3,5	1,6	5,0	<MS	22,2	0,7	3,0	1,79
PO ₄	24	50	<MS	<MS	<MS	0,160	<MS	0,033	<MS	0,033	26	4	0,102	0,108	0,060	<MS	0,210	0,055	0,150	
HCO ₃	24	0	56,9	58,0	32,0	12,2	122,0	29,9	78,4	12,80	31	0	120,7	115,9	38,5	61,0	264,8	107,4	127,8	13,54
SiO ₂	24	0	40,6	44,0	14,2	17,0	64,6	28,5	51,2	5,69	9	0	43,9	56,3	20,5	8,5	67,9	38,3	63,6	13,37
vol. CO ₂	24	0	10,7	8,8	7,8	4,4	35,2	5,3	11,2	3,13	14	0	21,0	17,4	16,3	0,0	55,0	7,3	30,3	8,53
Heyer	16	0	21,8	23,5	10,5	6,6	36,7	12,7	31,0	5,15	28	0	12,9	10,0	8,9	0,0	36,3	6,6	18,8	3,29
Cr	21	57	<MS	<MS	<MS	0,0012	<MS	0,0010	<MS	0,0010	2	0	0,0010			0,0007	0,0012			
Cu	21	52	<MS	<MS	<MS	0,0073	<MS	0,0021	<MS	0,0021	3	0	0,0029			0,0019	0,0039			
Zn	21	29	0,0050	<MS	<MS	0,0018	<MS	0,0015	0,0350	0,0350	2	0	0,0580			0,0430	0,0730			
As	21	95	<MS	<MS	<MS	0,0018	<MS	<MS	<MS	<MS	2	50				<MS	0,0010			
Cd	21	86	<MS	<MS	<MS	0,0012	<MS	<MS	<MS	<MS	2	100				<MS	<MS			
Se	21	100	<MS	<MS	<MS	<MS	<MS	<MS	<MS	<MS	2	100				<MS	<MS			
Pb	21	52	<MS	<MS	<MS	0,0030	<MS	0,0025	<MS	0,0025	2	0	0,0010			0,0010	0,0010			
Hg	21	86	<MS	<MS	<MS	0,0001	<MS	<MS	<MS	<MS	2	100				<MS	<MS			
Al _{filtr.}	21	24	0,08	0,02	0,12	<MS	0,45	0,01	0,07	0,05	2	50	0,01			<MS	0,01			
Al _{nefiltr.}	13	0	0,28	0,10	0,41	<MS	1,45	0,04	0,35	0,22	2	0				0,01	0,07			
Ba	21	14	0,01	0,01	0,01	<MS	0,03	0,01	0,02	0,00	2	0	0,02			0,02	0,02			
Sb	21	95	<MS	<MS	<MS	0,0005	<MS	<MS	<MS	<MS	2	100				<MS	<MS			
Ca+Mg	23		0,501	0,490	0,151	0,190	0,903	0,420	0,556	0,06	30		0,932	0,814	0,385	0,541	2,343	0,761	0,972	0,14
MIN	19		144,82	146,06	41,07	62,72	195,29	111,59	183,12	18,47	30		233,32	211,05	78,11	144,39	503,60	192,66	237,78	27,95
Si	24		14,06	15,59	5,35	6,01	22,23	9,38	16,80	2,14	30		11,70	8,93	6,80	4,93	35,23	7,05	16,01	2,43
Si ₂	24		19,02	9,70	20,35	0,00	55,81	0,00	38,60	8,14	30		0,73	0,00	2,14	0,00	10,10	0,00	0,00	0,76
A ₁	24		4,91	0,00	6,27	0,00	17,89	0,00	8,54	8,14	30		10,22	9,16	8,15	0,00	36,11	3,25	14,52	2,92
A ₂	24		60,02	69,53	20,88	28,12	85,68	38,57	80,55	8,35	30		77,06	79,93	7,05	54,89	83,84	75,66	81,08	2,52
Si(NO ₃)	24		7,19	4,78	6,53	0,25	22,23	1,81	13,08	2,61	30		2,29	1,26	3,06	0,12	14,53	0,56	2,93	1,09
Si(Cl)	24		2,86	2,70	1,99	0,00	7,27	1,59	4,20	0,80	30		2,63	2,10	1,73	1,20	9,88	1,52	2,85	0,62
Si(SO ₄)	24		3,89	3,73	3,29	0,00	9,91	0,44	5,81	1,32	30		6,67	5,35	5,83	0,00	26,82	2,46	8,62	2,09
Si(NO ₃) ₂	24		1,66	0,00	5,53	0,00	25,91	0,00	0,00	2,21	30					0,00	0,00			
Si(Cl) ₂	24		1,05	0,00	1,99	0,00	6,65	0,00	0,64	0,80	30		0,04	0,00	0,19	0,00	1,05	0,00	0,00	0,07
Si(SO ₄) ₂	24		16,30	9,70	17,21	0,00	41,21	0,00	34,38	6,89	30		0,69	0,00	2,08	0,00	10,10	0,00	0,00	0,74
H ₊	24		0,583	0,545	0,183	0,319	0,878	0,417	0,746	0,07	30		0,422	0,400	0,070	0,342	0,607	0,372	0,459	0,03
(Na+K)/(Ca+Mg)	24		0,478	0,460	0,099	0,302	0,700	0,417	0,561	0,04	30		0,586	0,485	0,276	0,282	1,640	0,438	0,603	0,10
Mg/Ca	24		0,464	0,478	0,105	0,316	0,738	0,382	0,515	0,04	30		0,435	0,420	0,104	0,217	0,686	0,385	0,487	0,04
SO ₄ /MIN	24		0,053	0,049	0,043	0,003	0,129	0,011	0,094	0,02	30		0,021	0,016	0,019	0,000	0,082	0,007	0,028	0,01
P _{coz} MPa	24		1,1·10 ³	6,5·10 ⁴	1,2·10 ³	6,0·10 ⁶	4,3·10 ³	2,5·10 ⁴	1,4·10 ³	4,7·10 ⁴	31		1,9·10 ³	1,2·10 ³	2,5·10 ³	5,0·10 ³	9,5·10 ³	6,7·10 ⁴	2,0·10 ³	8,7·10 ⁴
I _{kalcit}	24		-2,078	-1,983	0,601	-3,399	-0,984	-2,392	-1,706	0,24	31		-1,155	-1,245	0,521	-2,341	-0,048	-1,435	-0,892	0,18

Vysvetlivky: Koncentrácia chemických zložiek je v mg · l⁻¹ s výnimkou Ca + Mg (mmol · l⁻¹). MS – medza stanovenia laboratórnej metódy (tab. 9 a 10); EC – merná elektrická vodivosť vody v mS · m⁻¹; MIN – celková mineralizácia vody v mg · l⁻¹. Geochemické koeficienty (Na + K)/(Ca + Mg), Mg/Ca a SO₄/MIN sú počítané z molárnej koncentrácie príslušných zložiek; n – počet hodnôt súboru. Aritmetický priemer súboru (M), výberová smerodajná odchýlka (s) a hodnota intervalu spoľahlivosti pre strednú hodnotu súboru pri hladine $\alpha = 0,05$ (IS_{95 %}) sú vypočítané pre súbor, v ktorých podiel počtu hodnôt súboru pod medzou stanovenia (% MS) neprekračuje 25 % (% MS < 25 %).



Obr. 20. Systemizačný graf chemického zloženia podzemných vôd vulkanoklastických hornín (Bajtoš, orig.).

je nízka na celom hodnotenom území, maximálna hodnota dokumentovaná v prameňoch je $30 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Priemerná hodnota síranov $11,2 \pm 9,9 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ v podzemných vodách prameňov len nevýrazne prevyšuje priemernú hodnotu síranov prinášaných zrážkami $4,63 \pm 1,63 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, čo dokumentuje zanedbateľný vplyv oxidácie sulfidických minerálov na chemické zloženie podzemných vôd. Koncentrácia chloridov v podzemných vodách ($1,88 \pm 1,38 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) reprezentuje prakticky len prínos zrážkami

Tab. 73. Korelačná matica vybraných chemických zložiek podzemných vôd prameňov efuzívnych, intruzívnych a extruzívnych hornín (Bajtoš, orig.).

	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	SiO ₂
Na	1								
K	0,473	1							
Ca	0,444	0,293	1						
Mg	0,446	0,376	0,780	1					
Cl	0,140	0,089	0,138	0,223	1				
SO ₄	0,265	-0,055	0,253	0,198	0,042	1			
NO ₃	-0,316	-0,312	-0,203	-0,230	0,049	0,081	1		
HCO ₃	0,575	0,476	0,901	0,811	0,061	0,004	-0,442	1	
SiO ₂	0,458	0,804	0,357	0,422	0,048	-0,034	-0,402	0,520	1

Poznámka: Kritická hodnota koeficientu korelácie pri hladine významnosti $\alpha = 0,01$ je 0,25. Počet vzoriek $n = 112$.

rozlohy propylitizovaných hornín. Extruzívne andezitové telesá a ich brekcie reprezentuje hlavne komplex Vinné. Chemické zloženie podzemných vôd viazaných na tento typ prostredia je dokumentované v 111 prameňoch a 17 vrtoch (tab. 74). Ide v prevahe o chemické typy A₂ základné, menej A₂-S₂(SO₄) prechodné a A₂ zmiešané, Ca-(±Mg)-HCO₃-(±SO₄) typu s priemernou mineralizáciou $120 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (prevažne v rozmedzí $93 - 136 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) pre pramene a $226 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (prevažne v rozmedzí $198 - 250 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) pre vrty. Zo vzoriek prameňov 68 % reprezentuje A₂ základné chemické typy, 11 % rôzne prechodné a 30 % rôzne zmiešané typy (tab. 69). Zmiešané a prechodné typy vôd reprezentujú nízko metamorfované infiltrované zrážkové vody, ktorých chemické zloženie sa pri dlhšej dobe zdržania v podzemí za prítomnosti CO₂ vyhraňuje postupným nárastom koncentrácie HCO₃⁻, Ca, Na, Mg a SiO₂. Keďže v danom prostredí je zónou zvýšenej koncentrácie CO₂ pôdna vrstva, výskyt vyššej mineralizácie podzemných vôd a Ca-(Mg)-HCO₃ chemických typov podzemných vôd sa prednostne viaže na nižšie položené časti hodnoteného územia a morfológické depresie s dobre vyvinutou pôdnou pokrývkou. Koncentrácia síranov

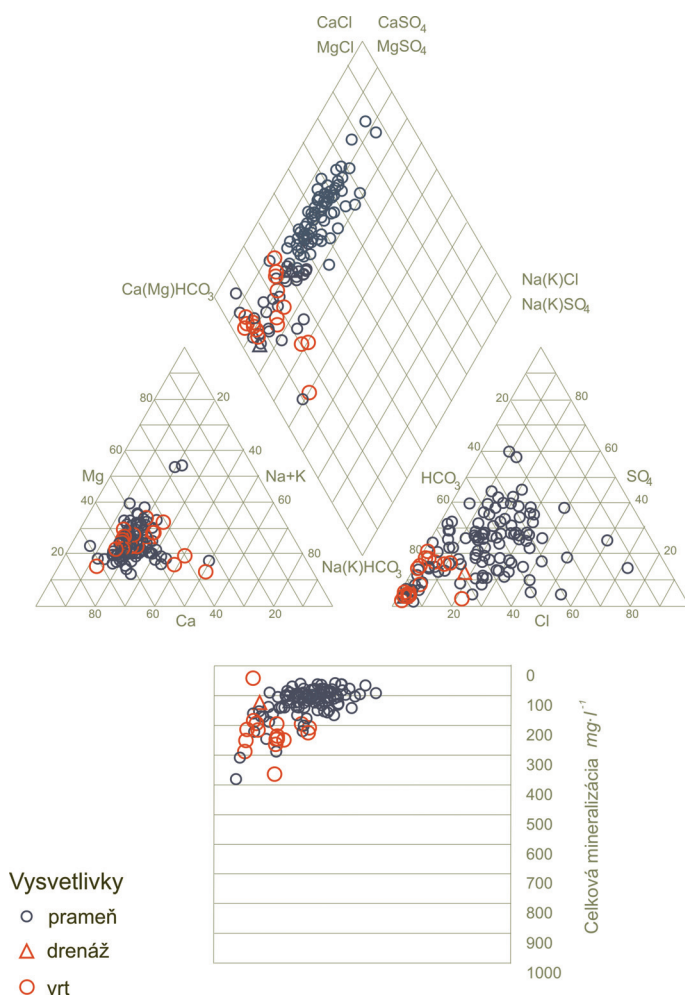
($1,6 \pm 1,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Koncentrácia amoniaku a dusitanov je všeobecne nízka (pod medzou stanovenia), podobne aj koncentrácia dusičnanov (nepresahujúca hodnotu $32 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) pôvodom hlavne z biomasy lesných ekosystémov bez antropogénneho vplyvu. Obdobná situácia je v prípade koncentrácie SO_4^{2-} , Cl^+ a foriem výskytu dusíka a fosforu aj v podzemných vodách vrtov (tab. 72). Koncentrácia stopových prvkov v prevažnej väčšine prípadov neprekračuje stotiny $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$, obsah železa, mangánu, prípadne hliníka prírodného pôvodu sa môže lokálne pohybovať v desatinách $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. V prípade hliníka sa lokálne vyskytujú v nefiltrovaných vzorkách anomálna koncentrácia do $3 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Značný podiel z celkovej mineralizácie vôd, v priemere 25 %, predstavuje obsah SiO_2 , produkovaný rozpúšťaním silikátových minerálov. Ide o agresívne vody s obsahom agresívneho CO_2 (Heyer) až $60 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Vody prameňov viazaných na propylitizované horniny sa chemickým zložením výrazne neodlišujú od okolitého nemetamorfovaného prostredia, napriek popisovanej prítomnosti (Žec et al., 1997) sekundárnych karbonátových minerálov. Priemerná celková mineralizácia podzemných vôd propylitizovaných hornín $150 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ je síce mierne zvýšená v porovnaní s priemernou hodnotou $120 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (nárast o 20 %) reprezentujúcou súbor vzoriek vôd viazaných na nepropylitizované

Tab. 74. Štatistické údaje o chemickom zložení podzemných vôd prameňov a vrtov efuzívnych, intruzívnych a extruzívnych hornín (Bajtoš, orig.).

	pramene efuzív a intruzív (P2)										vrty v efuziách a intruziách (P2)									
	n	% MS	M	Md	s	Min	Max	Q _{0,25}	Q _{0,75}	IS _{95%}	n	% MS	M	Md	s	Min	Max	Q _{0,25}	Q _{0,75}	IS _{95%}
pH	110		6,89	6,84	0,51	5,78	8,19	6,54	7,24	0,09	17		7,32	7,30	0,47	6,30	8,01	7,00	7,67	0,22
EC	98		11	10	5	4	38	8	12	1,0	11		21	20	5	16	32	18	23	3,0
CHSK _{min}	98	5	1,63	1,28	1,26	<MS	7,28	0,88	2,06	0,25	3		0,46			0,25	0,64			
O ₂ mg·l ⁻¹	95		7,57	7,30	1,84	1,50	11,00	6,60	8,73	0,37	2		3,42			1,43	5,40			
O ₂ %	95		69,0	66,2	16,6	13,6	99,8	59,9	79,2	3,35	2		31,0			13,0	49,0			
Li	98	85	<MS	<MS	<MS	<MS	0,005	<MS	<MS	<MS	6	83	<MS	<MS	<MS	<MS	0,006	<MS	<MS	<MS
Na	110	0	3,60	3,08	2,02	1,37	18,70	2,60	4,16	0,38	17	0	10,68	9,50	4,00	6,50	19,80	7,75	13,00	1,90
K	110	0	1,36	1,20	0,75	0,30	4,26	0,90	1,62	0,14	17	0	2,77	2,95	1,19	0,40	4,80	2,40	3,10	0,57
Ca	110	0	11,67	10,10	7,16	3,61	62,52	8,02	12,83	1,34	17	0	26,05	23,60	11,49	11,50	64,58	20,04	28,86	5,46
Mg	110	0	3,11	5,68	1,65	0,98	12,65	2,19	3,40	0,31	17	0	7,15	7,05	2,27	2,54	12,40	6,10	8,03	1,08
Sr	71	0	0,06	0,05	0,04	0,03	0,32	0,04	0,07	0,01	2	0	0,14			0,11	0,16			
Fe	110	45	0,015			<MS	1,290	<MS	0,038		16	13	0,132	0,070	0,152	<MS	0,500	0,023	0,203	0,07
Mn	110	75	<MS	<MS	<MS	<MS	0,250	<MS	0,003		17	47	0,020	0,020		<MS	0,180	<MS	0,050	
NH ₄	109	79	<MS	<MS	<MS	<MS	1,150	<MS	<MS		15	40	0,100			<MS	1,050	<MS	0,190	
F	98	89	<MS	<MS	<MS	<MS	1,000	<MS	<MS		8	25	0,085			<MS	2,240	0,043	0,175	
Cl	110	0	1,6	1,4	1,7	0,5	16,1	0,9	1,8	0,32	17	0	2,8	1,3	3,3	0,9	11,4	1,1	2,3	1,56
SO ₄	110	0	11,4	9,9	6,6	1,0	29,6	6,2	15,5	1,23	17	0	12,8	6,9	10,3	2,6	35,8	4,1	19,3	4,91
NO ₂	110	98	<MS	<MS	<MS	<MS	0,220	<MS	<MS		16	69	<MS	<MS		<MS	0,040	<MS	0,008	
NO ₃	110	12	8,9	9,0	6,4	<MS	32,1	4,2	13,0	1,19	17	12	3,3	1,4	5,0	0,2	18,8	0,9	3,0	2,37
PO ₄	110	58	<MS	<MS	<MS	<MS	2,000	<MS	0,020		15	27	0,090			<MS	0,200	<MS	0,133	
HCO ₃	110	0	39,6	30,8	32,2	6,1	240,4	24,4	42,7	6,01	17	0	123,9	125,1	24,8	91,5	195,3	107,4	129,4	11,81
SiO ₂	110	0	30,1	29,0	10,6	10,2	61,9	2,3	35,4	1,98	10	0	42,8	46,8	19,9	12,5	72,8	28,4	54,1	12,36
voľ. CO ₂	110	0	11,5	8,8	10,0	0,0	66,0	5,3	13,2	1,87	9	0	12,5	8,8	10,9	0,0	26,4	4,4	24,2	7,13
Heyer	77	0	24,8	26,4	12,0	0,0	59,4	18,3	32,8	2,68	12	0	9,8	9,7	7,3	1,1	23,5	3,9	13,3	4,12
Cr	98	62	<MS	<MS	<MS	<MS	0,0040	<MS	0,0010		3	67	<MS	<MS		<MS	0,0010			
Cu	98	48	0,0010			<MS	0,0088	<MS	0,0018		3	67	0,0030			<MS	0,0093			
Zn	98	36	0,0040			<MS	0,3460	<MS	0,0330		3	67	<MS	<MS		<MS	1,7480			
As	98	93	<MS	<MS	<MS	<MS	0,0068	<MS	<MS		3	67	<MS	<MS		<MS	0,0070			
Cd	98	91	<MS	<MS	<MS	<MS	0,0010	<MS	<MS		3	67	<MS	<MS		<MS	0,0006			
Se	98	96	<MS	<MS	<MS	<MS	0,0012	<MS	<MS		3	100	<MS	<MS		<MS	<MS			
Pb	98	45	0,0020			<MS	0,0030	<MS	0,0020		3	67	<MS	<MS		<MS	0,0025			
Hg	98	83	<MS	<MS	<MS	<MS	0,0003	<MS	<MS		3	100	<MS	<MS		<MS	<MS			
Al _{filtr.}	98	41	0,02			<MS	0,27	<MS	0,02		3	67	<MS	<MS		<MS	0,02			
Al _{nefiltr.}	65	8	0,23	0,08	0,45	<MS	2,98	0,03	0,20	0,11	1	0	0,01			<MS	0,01			
Ba	98	56	<MS	<MS	<MS	<MS	0,04	<MS	0,01		3	67	<MS	<MS		<MS	0,01			
Sb	98	98	<MS	<MS	<MS	<MS	0,0042	<MS	<MS		3	67	<MS	<MS		<MS	0,0010			
Ca+Mg	110		0,419	0,360	0,235	0,190	2,080	0,306	0,460	0,04	17		0,945	0,901	0,337	0,392	1,962	0,761	1,122	0,16
MIN	110		119,52	107,58	48,82	60,05	382,55	92,72	132,58	9,12	17		225,94	225,66	64,16	42,19	364,77	197,60	250,17	30,50
Si ₁	110		17,78	18,15	4,51	5,37	31,87	15,52	19,90	0,84	17		13,59	13,62	6,60	4,66	25,32	7,71	17,23	3,14
Si ₂	110		25,67	26,04	16,51	0,00	68,33	10,84	39,15	3,09	17		2,10	0,00	4,48	0,00	15,19	0,00	0,00	2,13
Ar ₁	110		1,09	0,00	3,53	0,00	18,47	0,00	0,00	0,66	17		9,79	10,32	8,95	0,00	36,90	3,11	12,75	4,25
A ₂	110		53,89	53,97	15,95	12,98	90,44	42,34	65,32	2,98	17		74,26	75,21	9,54	49,26	85,20	73,26	80,76	4,54
Si(NO ₃)	110		11,96	13,97	7,04	0,09	24,13	5,28	17,84	1,32	17		1,96	1,18	2,58	0,13	10,73	0,54	2,11	1,23
Si(Cl)	110		2,13	1,46	2,64	0,00	14,17	0,00	3,17	0,49	17		2,62	1,78	1,90	0,85	6,75	1,37	3,76	0,90
Si(SO ₄)	110		3,64	0,00	5,51	0,00	24,61	0,00	6,10	1,03	17		8,66	5,31	6,78	0,00	18,76	3,83	15,49	3,23
Si(NO ₃)	110		3,49	0,00	6,63	0,00	36,07	0,00	4,32	1,24	17					0,00	0,00			
Si(Cl)	110		2,40	0,23	5,27	0,00	49,43	0,00	3,92	0,98	17		0,31	0,00	1,29	0,00	5,32	0,00	0,00	0,61
Si(SO ₄)	110		19,79	19,07	12,76	0,00	54,28	10,40	28,46	2,38	17		1,79	0,00	4,23	0,00	15,19	0,00	0,00	2,01
H _r	110		0,651	0,664	0,149	0,247	0,911	0,578	0,735	0,03	17		0,451	0,448	0,095	0,320	0,638	0,387	0,511	0,04
(Na+K)/(Ca+Mg)	110		0,474	0,462	0,126	0,114	1,052	0,399	0,522	0,02	17		0,669	0,505	0,459	0,293	2,037	0,388	0,663	0,22
Mg/Ca	110		0,478	0,419	0,273	0,201	2,327	0,340	0,538	0,05	17		0,479	0,443	0,149	0,215	0,798	0,370	0,534	0,07
SO ₄ /M	110		0,061	0,063	0,033	0,004	0,162	0,035	0,081	0,01	17		0,030	0,019	0,021	0,005	0,067	0,012	0,047	0,01
P _{CO2} MPa	110		8,2·10 ⁴	3,9·10 ⁴	1,2·10 ⁸	6,0·10 ⁸	7,5·10 ⁸	2,2·10 ⁴	1,1·10 ⁸	2,1·10 ⁴	17		1,3·10 ⁸	7,5·10 ⁴	1,7·10 ⁸	1,1·10 ⁴	6,9·10 ⁸	3,3·10 ⁴	1,3·10 ⁸	8,2·10 ⁴
I _{kalcit}	110		-2,414	-2,493	0,749	-3,741	-0,021	-2,908	-2,007	0,14	17		-1,000	-0,895	0,552	-2,070	0,325	-1,477	-0,623	0,26

Vysvetlivky ako pri tab. 72.



Obr. 21. Systemizačný graf chemického zloženia podzemných vôd prameňov a vrtov efuzívnych, intruzívnych a extruzívnych hornín (Bajtoš, orig.).

horniny, pre malú početnosť prvého súboru (6 vzoriek) ju však nemožno považovať za štatisticky podloženú. Podzemné vody dokumentované vo vrtoch sú oproti vodám prameňov charakteristické nárastom úrovne zložiek A₁ (z 1,4 na 9,8 %), A₂ (z 53,9 na 74,3 %) a S₁(SO₄) (z 3,7 na 8,7 %) aj poklesom úrovne zložiek S₁(NO₃) (z 11,9 na 1,96 %), S₂(SO₄) (z 19,6 na 7,8 %) pri náraste mineralizácie zo 120 na 226 mg · l⁻¹. Podzemné vody zachytené vrtmi majú viac vyhranené chemické zloženie (priemerná interná relatívna informačná entropia H_r = 0,65 vôd prameňov oproti H_r = 0,45 pre vody vrtov). Nárast stupňa vyhranosti so stúpajúcou mineralizáciou vôd je pozorovateľný aj na systemizačnom grafe chemického zloženia vôd (obr. 21). Podobne ako v prípade vulkanoklastických hornín je tu nápadný rozdiel medzi variabilitou chemického zloženia v kationovej (relatívna stabilita) a aniónovej (značná variabilita) oblasti. Pre súbor vzoriek z prameňov (tab. 73) dosahujú štatisticky významnú kladnú koreláciu katióny Ca, Mg, Na a K oproti aniónu HCO₃ a SiO₂ aj oproti sebe navzájom, čo je v súlade s poznatkami o rozpúšťaní silikátových minerálov (kap. 6.1).

Petrogéne podzemné vody so silikátogénnou mineralizáciou v kvartérnych deluviálnych a eolicko-deluviálnych sedimentoch s medzizrnovou priepustnosťou (P1)

Plošne významná rozloha kvartérnych sedimentov vystupuje hlavne na úpätí pohoria pozdĺž obvodu hodnoteného územia, vyplňa však aj významnejšie depresie v reliéfe neovulkanitov vnútri pohoria. Na J a JZ úpätí pohoria prevažujú hlinito-kamenito-balvanovité (soliflukčné) deluviálne sedimenty, na S a V úpätí gravitačné polia – blokoviská. Pôvodný horninový materiál neovulkanitov je tu v dôsledku zvetrávacích procesov obohatený o významný podiel ílových minerálov.

Chemické zloženie podzemných vôd viazaných na deluviálne a eolicko-deluviálne sedimenty je dokumentované v 21 prameňoch a 5 studniach (tab. 76, obr. 21). V prípade prameňov ide v prevahe o chemické typy A₂ základné (81 % vzoriek, tab. 69), Ca-Mg-HCO₃ typu, s priemernou mineralizáciou 164 mg · l⁻¹ (prevažne v rozmedzí 92 – 200 mg · l⁻¹). Charakteristika chemického zloženia týchto podzemných vôd je obdobná ako v prípade prostredia neovulkanických hornín – nárast koncentrácie hlavných katiónov a z aniónov HCO₃⁻ s nárastom celkovej mineralizácie, stabilne nízka koncentrácia síranov, chloridov, foriem dusíka a fosforečnanov, nízka koncentrácia stopových prvkov – často pod medzou stanovenia. Z toho vyplýva, že tvorba chemického zloženia týchto podzemných vôd prebieha obdobným mechanizmom – hydrolýzou silikátových minerálov bez významného antropogénneho vplyvu. Obdobné pomery ako v predošlých prípadoch dokumentuje tiež korelačná tabuľka (tab. 75).

Tab. 75. Korelačná matica vybratých chemických zložiek podzemných vôd prameňov v kvartérnych sedimentoch (Bajtoš, orig.).

	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	SiO ₂
Na	1								
K	0,592	1							
Ca	0,915	0,446	1						
Mg	0,962	0,464	0,907	1					
Cl	0,403	0,249	0,570	0,468	1				
SO ₄	0,028	-0,061	0,068	0,102	0,410	1			
NO ₃	-0,388	-0,514	-0,385	-0,370	-0,251	-0,294	1		
HCO ₃	0,970	0,519	0,973	0,961	0,467	0,001	-0,430	1	
SiO ₂	0,058	0,446	0,022	-0,151	-0,127	-0,309	-0,393	0,028	1

Poznámka: Kritická hodnota koeficientu korelácie pri hladine významnosti $\alpha = 0,01$ je 0,55. Počet vzoriek n = 22.

Tab. 76. Štatistické údaje o chemickom zložení podzemných vôd prameňov v kvartérnych sedimentoch a podzemných vôd vrty a studní v kvartérnych nivných a prolúviálnych sedimentoch (Bajtoš, orig.).

	pramene kvartérnych sedimentov (P1)										vrty vo flúviálnych sedimentoch (F1)									
	n	% MS	M	Md	s	Min	Max	Q _{0,25}	Q _{0,75}	IS ₉₅ %	n	% MS	M	Md	s	Min	Max	Q _{0,25}	Q _{0,75}	IS ₉₅ %
pH	21		7,16	7,12	0,54	6,19	8,22	6,78	7,54	0,23	18		6,94	7,03	0,29	6,36	7,48	6,83	7,05	0,13
EC	21		15	9	13	4	51	8	20	5,6	17		48	34	31	16	125	27	60	15,0
CHSK _{min}	21		2,50	1,84	2,63	0,25	11,70	0,72	3,20	1,12	16		2,16	1,96	1,38	0,25	6,00	1,15	2,66	0,68
O ₂ mg ⁻¹	18		6,97	7,05	1,28	5,20	10,50	6,33	7,55	0,59	15		4,30	3,60	2,16	1,60	8,20	2,50	6,25	1,09
O ₂ %	18		63,6	64,0	11,2	47,2	95,3	57,4	68,5	5,18	15		39,9	33,4	20,0	14,9	76,1	23,2	58,0	10,13
Li	21	62		0,003		<MS	0,007		0,005		16	44		0,005		<MS	0,069	<MS	0,008	
Na	21	0	4,79	3,20	4,38	1,40	17,80	2,39	4,20	1,87	18		19,69	11,85	18,84	4,25	71,00	8,78	21,40	8,71
K	21	0	1,40	1,30	0,67	0,20	3,00	0,80	1,80	0,28	18		11,23	4,91	23,87	0,80	105,00	2,33	9,70	11,03
Ca	21	0	17,90	10,02	15,40	5,61	59,32	8,42	29,66	6,59	18		58,86	43,09	41,11	18,84	144,29	24,85	84,37	18,99
Mg	21	0	5,95	3,10	6,89	1,95	28,70	2,31	6,32	2,95	18		17,04	11,68	13,17	4,86	51,07	7,79	21,64	6,09
Sr	17	0	0,09	0,06	0,08	0,03	0,29	0,04	0,09	0,04	15	0	0,25	0,19	0,24	0,09	1,03	0,12	0,26	0,12
Fe	21	43		0,015		<MS	0,283	<MS	0,050		18	44		0,019		<MS	0,185	<MS	0,043	
Mn	21	76		<MS		<MS	0,110	<MS		<MS	17	82		<MS		<MS	0,262	<MS	<MS	
NH ₄	21	57		<MS		<MS	0,310	<MS	0,050		18	83		<MS		<MS	0,280	<MS	<MS	
F	21	67		<MS		<MS	0,160	<MS	0,100		16	50		0,075		<MS	0,170	<MS	0,143	
Cl	21	0	1,7	1,2	1,6	0,5	7,8	0,9	1,8	0,68	18		25,9	15,3	25,3	1,0	90,6	10,7	32,1	11,70
SO ₄	22	0	11,1	10,0	9,5	0,7	47,7	7,4	12,9	3,97	18		46,0	31,6	47,6	1,0	195,6	16,8	54,2	21,98
NO ₂	21	100		<MS		<MS		<MS			18	94		<MS		<MS	0,006	<MS	0,005	
NO ₃	21	38		4,6		<MS	29,1	<MS	9,2		18	0	33,8	23,4	36,0	0,8	147,6	9,3	47,7	16,62
PO ₄	21	48		0,010		<MS	0,160	<MS	0,030		18	11	1,008	0,100	3,280	<MS	14,100	0,049	0,468	1,52
HCO ₃	21	0	81,7	40,9	89,6	7,9	352,7	24,4	123,9	38,32	18		200,2	158,0	114,7	72,6	485,6	115,2	292,3	53,01
SiO ₂	21	0	28,2	23,8	11,9	8,3	52,6	19,5	34,2	5,11	16		42,9	43,2	10,0	24,2	57,9	37,6	50,7	4,89
voľ.CO ₂	21	0	10,1	8,8	7,6	2,6	37,4	5,3	10,6	3,26	18		39,5	38,3	14,3	15,8	70,4	31,0	48,2	6,58
Heyer	16	0	21,8	23,0	15,7	0,0	43,6	8,4	31,5	7,67	16		11,9	9,1	12,5	0,0	30,4	0,0	21,4	6,13
Cr	21	62		<MS		<MS	0,0063	<MS	0,0010		16	44		0,0010		<MS	0,0030	<MS	0,0010	
Cu	21	43		0,0010		<MS	0,0036	<MS	0,0019		16	19	0,0031	0,0025	0,0024	<MS	0,0080	0,0011	0,0050	0,001
Zn	21	29		0,0040		<MS	0,0730	<MS	0,0140		16	0	0,9106	0,1035	2,8818	0,029	11,6750	0,0533	0,2650	1,412
As	21	95		<MS		<MS	0,0015	<MS		<MS	16	75		<MS		<MS	0,0040	<MS	0,0014	
Cd	21	100		<MS		<MS	<MS	<MS			16	56		<MS		<MS	0,0010	<MS	0,0006	
Se	21	100		<MS		<MS	<MS	<MS			16	81		<MS		<MS	0,0014	<MS	<MS	
Pb	21	38		0,0010		<MS	0,0090	<MS	0,0020		16	25		0,0010		<MS	0,0090	<MS	0,0050	
Hg	21	95		<MS		<MS	0,0001	<MS			16	100		<MS		<MS	<MS	<MS		
Al _{filtr.}	21	29		0,02		<MS	0,23	<MS	0,03		16	38		0,01		<MS	0,90	<MS	0,01	
Al _{nefiltr.}	16	0	0,29	0,15	0,35	0,02	1,09	0,05	0,41	0,17	15	20	0,18	0,05	0,31	0,01	0,94	0,02	0,10	0,155
Ba	21	43		0,01		<MS	0,03	<MS	0,01		16	0	0,04	0,03	0,03	0,01	0,09	0,03	0,06	0,013
Sb	21	100		<MS		<MS	<MS	<MS			16	100		<MS		<MS	<MS	<MS		
Ca+Mg	21		0,691	0,370	0,652	0,240	2,661	0,310	1,020	0,28	18		2,169	1,585	1,551	0,726	5,701	0,933	3,151	0,72
MIN	21		164,30	111,56	114,92	63,82	497,14	92,22	199,93	49,15	18		466,05	378,66	280,90	166,73	1138,27	254,70	605,37	129,77
Si ₁	21		13,81	15,49	5,68	4,07	20,40	9,74	18,73	2,43	18		18,83	17,13	9,84	7,18	49,40	12,46	23,05	4,55
Si ₂	21		17,89	6,98	19,71	0,00	69,21	1,68	30,02	8,43	18		16,22	13,97	13,41	0,00	37,71	3,67	28,03	6,20
A ₁	21		2,45	0,00	4,86	0,00	16,73	0,00	0,00	2,08	18		1,89	0,00	4,65	0,00	16,65	0,00	0,00	2,15
A ₂	21		63,87	73,23	20,24	18,21	88,48	53,73	81,57	8,66	18		62,51	64,81	14,37	32,01	85,40	51,78	70,33	6,64
Si(NO ₃)	21		6,88	6,22	6,72	0,07	18,14	0,29	11,88	2,88	18		8,63	8,44	5,16	0,61	18,12	4,96	11,27	2,39
Si(Cl)	21		2,04	1,35	2,23	0,00	6,59	0,00	3,24	0,95	18		7,04	7,27	5,22	0,00	15,38	1,84	10,36	2,41
Si(SO ₄)	21		4,83	4,70	4,79	0,00	14,98	0,00	9,18	2,05	18		3,15	0,60	5,35	0,00	19,18	0,00	2,78	2,47
Si(NO ₃)	21		3,31	0,00	12,22	0,00	56,17	0,00	0,05	5,22	18		0,29	0,00	0,81	0,00	3,06	0,00	0,00	0,37
Si(Cl)	21		1,42	0,00	2,40	0,00	8,16	0,00	2,45	1,02	18		4,48	0,07	6,16	0,00	16,07	0,00	10,70	2,85
Si(SO ₄)	21		13,16	6,98	13,94	0,00	47,02	1,68	22,76	5,96	18		11,45	12,96	8,21	0,00	24,80	3,67	17,17	3,79
H ₁	21		0,546	0,531	0,171	0,274	0,777	0,382	0,694	0,07	18		0,609	0,602	0,153	0,337	0,908	0,538	0,718	0,07
r(Na+K) /r(Ca+Mg)	21		0,397	0,398	0,119	0,173	0,644	0,307	0,489	0,05	18		0,655	0,435	0,877	0,188	4,112	0,337	0,604	0,41
rMg/rCa rSO ₄ /rM	21		0,544	0,478	0,235	0,222	1,210	0,417	0,560	0,10	18		0,477	0,484	0,109	0,293	0,748	0,390	0,543	0,05
	21		0,047	0,039	0,037	0,003	0,143	0,020	0,080	0,02	18		0,044	0,046	0,021	0,004	0,090	0,032	0,055	0,01
P _{co2} MPa	21		7,2·10 ⁴	3,5·10 ⁴	1,1·10 ⁵	4,0·10 ⁵	5,0·10 ⁵	2,3·10 ⁴	5,7·10 ⁴	4,6·10 ⁴	18		2,7·10 ⁵	2,8·10 ⁵	1,7·10 ⁵	8,7·10 ⁴	7,4·10 ⁵	1,3·10 ⁵	3,4·10 ⁵	7,8·10 ⁴
k _{kalcit}	21		-1,825	-2,088	1,128	-3,354	0,491	-2,477	-1,286	0,48	18									

Podzemné vody dokumentované v studniach (č. 100, 127, 131 a 132) sú z typologického hydrochemického hľadiska rovnaké ako vody prameňov, s celkovou mineralizáciou od 200 do 400 mg · l⁻¹. Výnimkou je studňa v Klokočove (č. 58) s vodou A₂ zmiešaného, Ca-Mg-HCO₃-Cl typu s mineralizáciou 877 mg · l⁻¹, ovplyvnenou antropogénnym znečistením komunálneho pôvodu (zvýšená koncentrácia dusičnanov a chloridov).

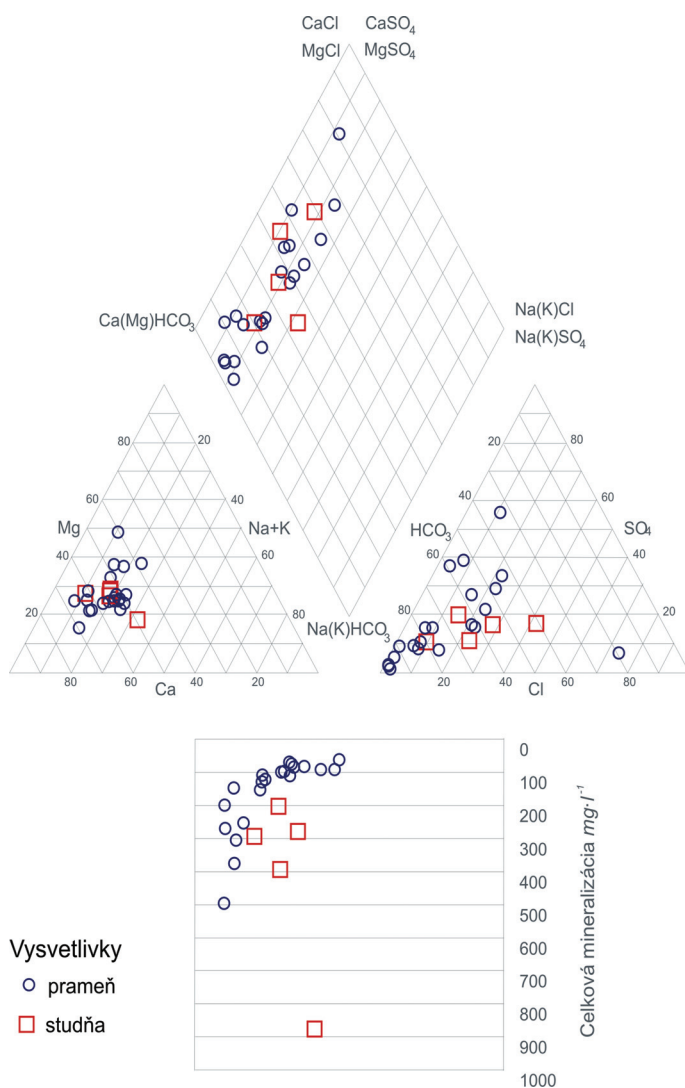
Polygénna, petrogenno-fluviogénna mineralizácia podzemných vôd: silikátovo-karbonátovo-potamogénna mineralizácia vôd fluvialnych sedimentov dnovej výplne a proluviálnych sedimentov s medzizrnovou priepustnosťou (F1)

Výskyt vôd tohto typu je viazaný na fluvialne nívne sedimenty reprezentované hlinami, ílmi, pieskami a štrkmi, v horskej a príuľpätnej časti s balvanmi a blokmi, ale aj náplavovými kuželmi významnejších tokov hodnoteného územia (Okna, Kusín, Skalný potok, Kamenný potok, Kamenica).

Chemické zloženie podzemných vôd s fluvioogénnou mineralizáciou je dokumentované v 18 vrtoch, resp. studniach (tab. 76). V prevahe ide o chemické typy A₂ základné, Ca-(±Mg)-HCO₃ typu s priemernou mineralizáciou 466 mg · l⁻¹ (prevažne v rozmedzí 255 – 605 mg · l⁻¹). Keďže zbernú oblasť vôd povrchových tokov, dopĺňajúcich infiltráciou kolektory fluvialnych nívnych a proluviálnych sedimentov, tvoria antropogénne málo zaťažené svahy samotného neovulkanického pohoria Vihorlat, chemické zloženie

miestnych vôd kvartérnych fluvialnych a proluviálnych sedimentov je typologicky rovnaké ako typické podzemné vody hodnoteného územia so silikátogénnou mineralizáciou. Častejšie však dosahujú vyššiu celkovú mineralizáciu, k čomu prispieva dlhšia doba zdržania vody v prostredí s medzizrnovou priepustnosťou a nízkymi hydraulickými gradientmi, prínos látok antropogénneho, hlavne komunálneho pôvodu a pravdepodobne aj tlaková infiltrácia podzemných vôd hlbšieho obehu z podložných molasových sedimentov. Maximálna dokumentovaná koncentrácia zložiek pravdepodobne antropogénneho pôvodu je 196 mg · l⁻¹ pre sírany (objekt č. 5), 91 mg · l⁻¹ pre chloridy (č. 4), 148 mg · l⁻¹ pre dusičnany (č. 4), 71 mg · l⁻¹ pre sodík (č. 5), 105 mg · l⁻¹ pre draslík (č. 36), 14 mg · l⁻¹ pre fosforečnany (č. 36) a 12 mg · l⁻¹ pre zinok (č. 5).

Pre súbor vzoriek zo studní zachytávajújúcich podzemné vody s fluvioogénnou mineralizáciou dosahujú veľmi vysokú kladnú koreláciu katióny Ca a Mg oproti aniónu HCO₃, Na a Mg oproti aniónu SO₄, Na oproti Cl a dvojica katiónov Ca-Mg (tab. 77). Vysoká, prípadne význačná kladná korelácia je preukázaná medzi väčšinou zostávajúcich makrochemických zložiek. Dokumentované korelačné vzťahy poukazujú na zložitosť genézy fluvioogénnej mineralizácie podzemných vôd.



Obr. 22. Systemizačný graf chemického zloženia podzemných vôd prameňov a studní v kvartérnych sedimentoch (Bajtoš, orig.).

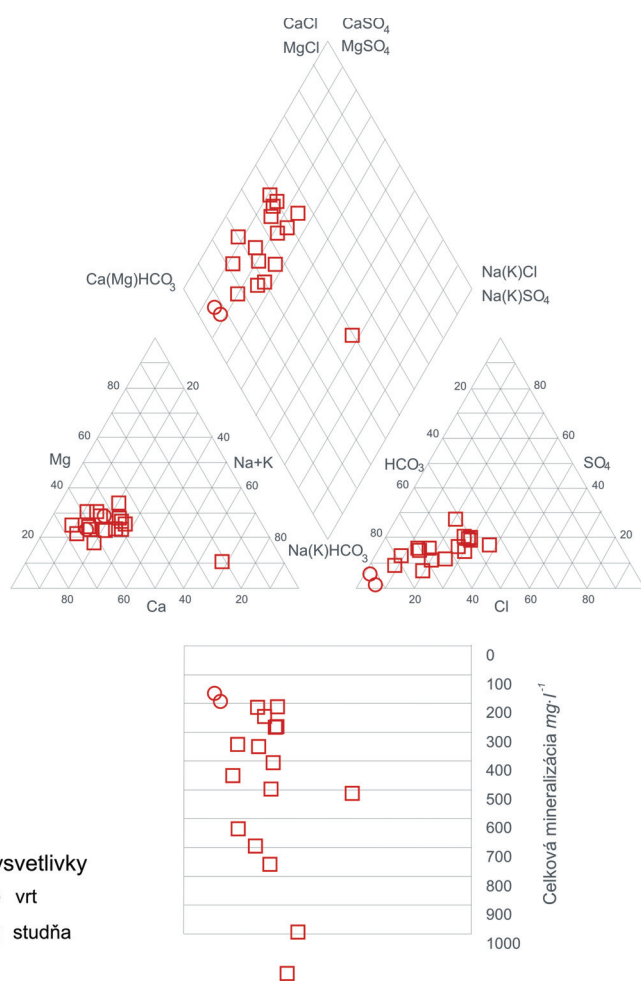
Tab. 77. Korelačná matica vybratých chemických zložiek podzemných vôd vrtov a studní v kvartérnych nivných a proluviálnych sedimentoch (Bajtoš, orig.).

	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	SiO ₂
Na	1								
K	0,167	1							
Ca	0,799	-0,110	1						
Mg	0,856	-0,080	0,953	1					
Cl	0,924	0,137	0,860	0,893	1				
SO ₄	0,904	0,150	0,876	0,940	0,904	1			
NO ₃	0,745	0,218	0,697	0,666	0,872	0,642	1		
HCO ₃	0,798	-0,012	0,962	0,939	0,791	0,872	0,578	1	
SiO ₂	-0,163	-0,149	-0,143	-0,079	-0,205	-0,144	-0,234	-0,077	1

Poznámka: Kritická hodnota koeficientu korelácie pri hladine významnosti 0,01 = 0,60. Počet údajov n = 18.

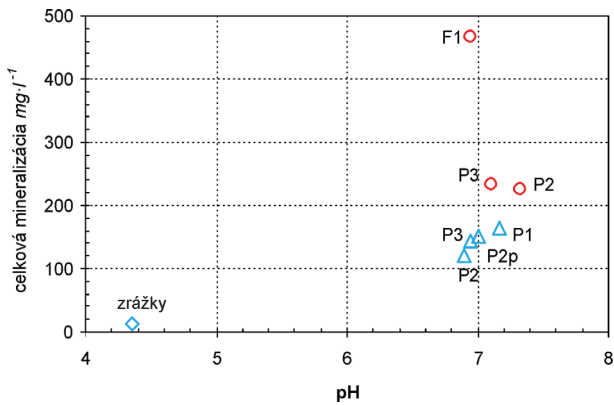
Porovnanie dokumentovaného chemického zloženia hydrogeochemických skupín podzemných vôd so silikátogénnou mineralizáciou

Dokumentované chemické zloženie sa v rámci vyčlenených hydrogeochemických skupín vôd silikátogénnej mineralizácie vzájomne odlišuje vcelku málo výrazne. Priemerná hodnota celkovej



Obr. 23. Systemizačný graf chemického zloženia podzemných vôd vrtov a studní v kvartérnych nivných a proluviálnych sedimentoch (Bajtoš, orig.).

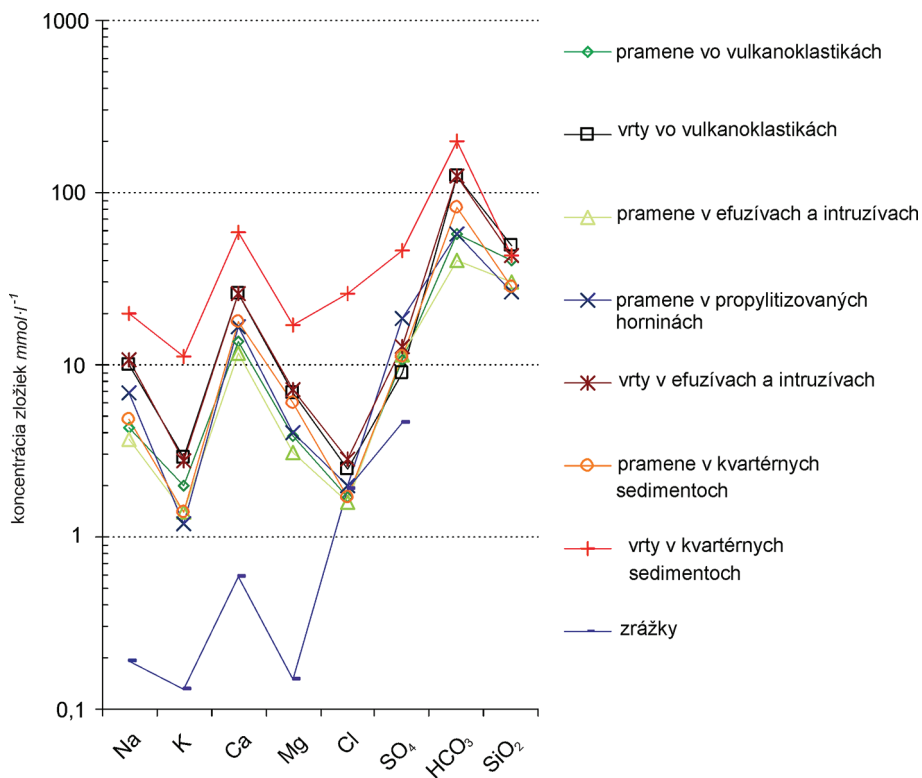
mineralizácie vzoriek z prameňov stúpa z hodnoty 120 mg · l⁻¹ pre prostredie efuzív, intruzív a extruzív (P2) cez 145 mg · l⁻¹ pre vulkanoklastiká k 164 mg · l⁻¹ pre kvartérne, prevažne deluviálne sedimenty za mierneho vzostupu hodnôt pH z úrovne 6,90 na 7,16 v rovnakom poradí vyčlenených skupín (obr. 24). Priemerný podiel makrochemických zložiek je pritom prakticky zhodný (obr. 25). Podzemné vody zachytené vrtmi sa vyznačujú o niečo vyššou mineralizáciou oproti vodám prameňov, avšak ich priemerné hodnoty pre skupiny P2 a P3 sú veľmi blízke (obr. 24). Významné rozdiely medzi vyššie uvedenými skupinami nepozorovať ani pri porovnaní ich mikrochemického zloženia (tab. 72, 74, 76). Značná podobnosť chemického zloženia vôd hodnotených typov horninového prostredia je výsledkom hlavne značne monotónneho minerálneho zloženia geneticky variabilného horninového prostredia (rôzne typy vulkanických, vulkano-sedimentárnych a sedimentárnych hornín), vyznačujúceho sa nízkou geochemickou reaktivitou. Dokumentované rozdiely vo výške koncentrácie jednotlivých makrozložiek a tým aj celkovej mineralizácie sú spôsobené hlavne podmienkami a charakterom obehu podzemných vôd v horninovom prostredí. Prostredie kvartérnych deluviálnych sedimentov, produkovaných



Obr. 24. Priemerné hodnoty celkovej mineralizácie ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a pH v petrogénnych a polygénnych podzemných vodách Vihorlatu (Bajtoš, orig.). F1 – polygénna podzemná voda vo fluviaálnych sedimentoch; P1 – petrogénna podzemná voda v kvartérnych sedimentoch; P2 – petrogénna podzemná voda v efuzívach a intruzívach neovulkanitov; P2p – petrogénna podzemná voda propylitizovaných neovulkanitov; P3 – petrogénna podzemná voda vo vulkanoklastikách. Trojuholníky označujú podzemnú vodu prameňov a krúžky podzemnú vodu zachytenú vo vrtoch.

zvetrávaním a eróziou primárnych vulkanických hornín, sa vyznačuje v porovnaní s nimi nižšími hydraulickými gradientmi v dôsledku medzizrnovej priepustnosti a menšej dynamiky reliéfu na miestach ich akumulácie. Dôsledkom toho je dlhšia doba zdržania vody v podzemí, čo spolu s dobre vyvinutou pôdnou vrstvou na miernejších svahoch – zdrojom CO_2 a organických kyselín intenzifikujúcich rozpúšťanie silikátových minerálov – vytvára podmienky na výraznejší posun k rovnovážnym podmienkam medzi roztokom a minerálnou fázou.

Od vyššie komentovaných skupín podzemných vôd sa svojim makrochemickým zložením výraznejšie vyčleňuje skupina vôd petrogénno-fluviogénnej mineralizácie (obr. 24, 25), a to vďaka predpokladaným prestupom podzemných vôd s karbonátogénnou mineralizáciou z podložných molasových sedimentov a prínosu látok antropogénneho pôvodu (kap. 6.1).



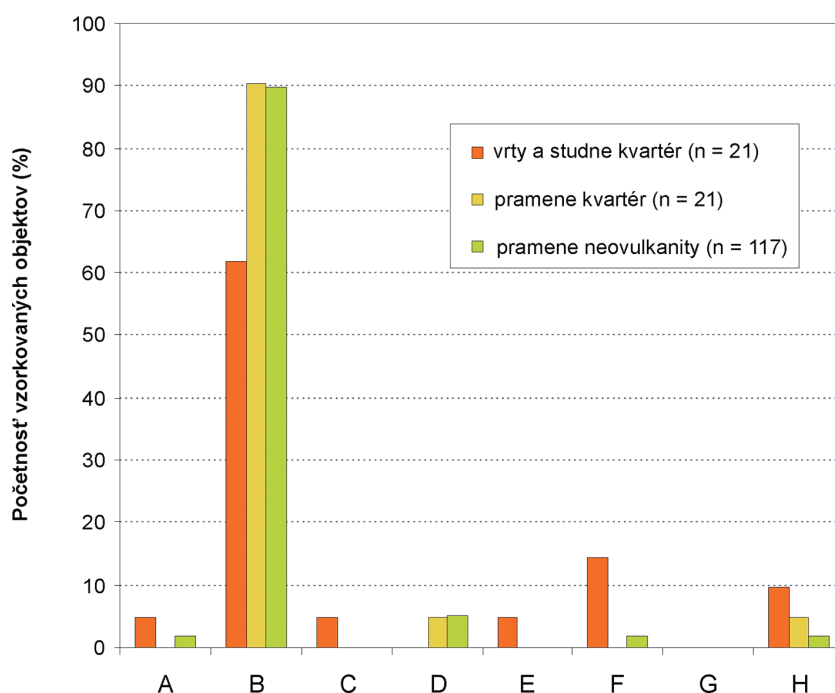
Obr. 25. Priemerné hodnoty koncentrácie makrozložiek ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$) petrogénnych a polygénnych podzemných vôd Vihorlatu (Bajtoš, orig.).

6.3. CHARAKTERISTIKA KVALITATÍVNYCH VLASTNOSTÍ PODZEMNÝCH VÔD Z HLÁDISKA VODÁRENSKÉHO VYUŽÍVANIA

V dôsledku priaznivých podmienok obehu podzemnej vody v geochemicky nízko reaktívnom prostredí a na antropogénne málo zaťaženom území je kvalitatívny stav podzemných vôd v regióne Vihorlat veľmi dobrý. Kategorizáciou vzorkovaných objektov hodnoteného územia do 8 tried kvality zisťujeme najvyššiu početnosť zastúpenia B triedy kvality (85,7 % z celkového počtu 168 objektov s analýzami v záväznom rozsahu metodiky na zostavovanie hydrogeochemických máp). Nasleduje trieda D (5,4 %), zastúpenie tried A, C, E, F, G a H nepresahuje jednotlivo 3 % z celkového počtu hodnotených objektov (tab. 78, obr. 26).

Tab. 78. Zastúpenie vzorkovaných objektov (počet a percentuálne zastúpenie) v triedach kvality podzemných vôd (Bajtoš, orig.).

	A	B	C	D	E	F	G	H
Všetky objekty (n = 168)	3	144	1	9	1	5	0	5
	1,8 %	85,7 %	0,6 %	5,4 %	0,6 %	3,0 %	0,0 %	3,0 %
Pramene (n = 139)	2	125	0	7	0	2	0	3
	1,4 %	89,9 %	0,0 %	5,0 %	0,0 %	1,4 %	0,0 %	2,2 %
Vrty a studne (n = 27)	1	17	1	2	1	3	0	2
	3,7 %	63,0 %	3,7 %	7,4 %	3,7 %	11,1 %	0,0 %	7,4 %
Vrty a studne v kvartérnych sedimentoch (n = 21)	1	13	1	0	1	3	0	2
	4,8 %	61,9 %	4,8 %	0,0 %	4,8 %	14,3 %	0,0 %	9,5 %
Pramene v kvartérnych sedimentoch (n = 21)	0	19	0	1	0	0	0	1
	0,0 %	90,5 %	0,0 %	4,8 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %	4,8 %
Pramene v neovulkanitoch (n = 117)	2	105	0	6	0	2	0	2
	1,7 %	89,7 %	0,0 %	5,1 %	0,0 %	1,7 %	0,0 %	1,7 %
Vrty v neovulkanitoch (n = 5)	0	3	0	2	0	0	0	0
	0,0 %	60,0 %	0,0 %	40,0 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %



Obr. 26. Početnosť zastúpenia vzorkovaných prameňov, vrtov a studní v kvartérnych sedimentoch a neovulkanitoch Vihorlatu v triedach kvality podzemných vôd (Bajtoš, orig.).

V porovnaní s požiadavkami vyhlášky MŽP č. 151/2004 Z. z. pre pitnú vodu najčastejšie prekračuje limitnú koncentráciu ukazovateľ CHSK_{Mn} (12 % z celkového počtu vzorkovaných objektov). Prekročenie limitnej koncentrácie pri ostatných ukazovateľoch je málo početné (tab. 79), zo stopových prvkov je sporadicky zvýšená len koncentrácia Fe, Mn a Al. Z ukazovateľov, ktorých úrovne sú spomínanou vyhláškou odporúčané, sú regionálne významne rozšírené nízke hodnoty tvrdosti vody (Ca+Mg menej ako 1,1 mmol · l⁻¹ pri 87,5 % objektov). Lokálne sa prejavuje kyslá reakcia vody (19 % objektov) a nedostatočná nasýtenosť vody kyslíkom (14 % objektov). Nízka koncentrácia vápnika a horčíka a kyslá reakcia vody súvisia s nízkou geochemickou reaktivitou neovulkanitov andezitového zloženia, keď kyslé a hladné zrážkové vody sú po infiltrácii relatívne pomaly neutralizované a obohacované kationmi uvoľňovanými pri procesoch rozpúšťania silikátových minerálov. Výskyt železa a mangánu je v podzemných vodách bežný všeobecne, aj v prostredí neovulkanických hornín, ich lokálne zvýšená koncentrácia je zväčša podmienená anaeróbnymi podmienkami. Rozpustené formy hliníka ako produktu rozpúšťania silikátových minerálov sa vo vodách s pH okolo neutrálnej oblasti vyskytujú

Tab. 79. Početnosť objektov nespĺňajúcich požiadavky ukazovateľov kvality pitnej vody (vyhláška MŽP SR č. 151/2004 Z. z.) vo vybraných ukazovateľoch kvality (Bajtoš, orig.).

Ukazovateľ kvality	Limitná resp. odporúčaná (O) hodnota	Počet prekročení	% Podiel prekročení
Al	0,2 mg · l ⁻¹	6	3,6
NH ₄	0,5 mg · l ⁻¹	0	
NO ₂	0,1 mg · l ⁻¹	0	
NO ₃	50 mg · l ⁻¹	6	3,6
PO ₄	1 mg · l ⁻¹	2	1,2
Fe	0,2 mg · l ⁻¹	6	3,6
Mn	0,05 mg · l ⁻¹	6	3,6
Ca	>30 mg · l ⁻¹ (O)	144	85,7
Ca+Mg	1,1 – 5,0 mmol · l ⁻¹ (O)	147	87,5
pH	6,5 – 8,5 (O)	32	19,0
CHSK _{Mn}	3 mg · l ⁻¹	20	11,9
O ₂	<5 mg · l ⁻¹ resp. <50 % (O)	24	14,3
Cl	100 mg · l ⁻¹	1	0,6
Zn	3 mg · l ⁻¹	1	0,6
F	1,5 mg · l ⁻¹	1	0,6
mineralizácia	1 000 mg · l ⁻¹	1	0,6

Tab. 80. Plošné zastúpenie kvalitatívnych tried podzemných vôd a ich charakteristika (Bajtoš, orig.).

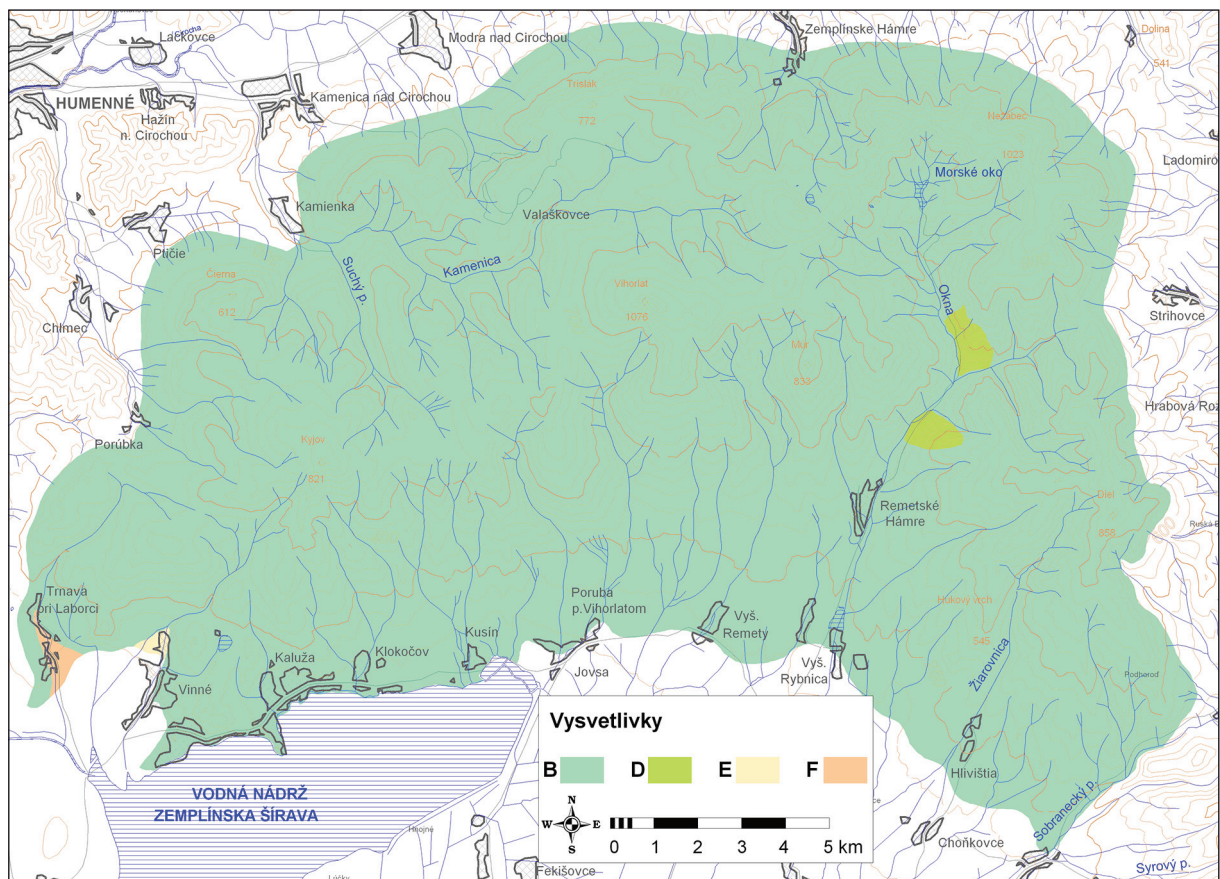
Kat.	Rozloha (km ²)	Podiel z celkovej rozlohy územia (v %)	Charakteristika podzemných vôd
A	0	0	–
B	326,4	99,2	silikátogénna mineralizácia s nepriaznivým obsahom Ca+Mg, nízkym obsahom rozpusteného O ₂ , prípadne kyslou reakciou vody
C	0	0	–
D	1,5	0,5	silikátogénna mineralizácia vôd neovulkanitov so zvýšeným obsahom Fe, Mn a nízkou úrovňou Ca+Mg
E	0,3	0,1	znečistenie komunálneho pôvodu vo vodách s petrogénno-fluviogénnou mineralizáciou, hlavne NO ₃
F	0,7	0,2	znečistenie komunálneho pôvodu vo vodách s petrogénno-fluviogénnou mineralizáciou, hlavne NO ₃ , nevyhovujúce úrovne CHSK _{Mn} a nedostatočné nasýtenie vody kyslíkom
G	0	0	–
H	0	0	znečistenie komunálneho pôvodu vo vodách s petrogénno-fluviogénnou mineralizáciou a petrogénnou mineralizáciou v kvartérnych sedimentoch, hlavne NO ₃ a PO ₄

v nízkej koncentrácii, vyššiu koncentráciu dosahujú jeho hydratované oxidy vo forme koloidov. Z tohto dôvodu je nadlimitný obsah Al vo filtrovaných vzorkách na hodnotenom území prítomný len lokálne.

Interpretáciou priestorového rozšírenia uvedených kvalitatívnych tried na hodnotenom území, pri zohľadnení hlavne hydrogeochemických, geomorfologických pomerov a typu súčasného využitia krajiny, sa prevažne kvalitatívnej triedy B ešte zvýrazňuje. Kvalitatívne vlastnosti triedy B prisudzujeme podzemným vodám prvého zvodneného kolektora pri povrchu rozšíreným na celkovej ploche 326 km², čo predstavuje 99 % z celkovej rozlohy územia. Podiel rozlohy výskytu podzemných vôd kvalitatívnych tried D, E, F sa pohybuje v desatinách percenta, v danej mierke mapy nevymedzujeme výskyt podzemných vôd tried A, C a G (tab. 80).

Plošné vymedzenie kvalitatívnej triedy B podzemných vôd pokrýva takmer celé územie Vihorlatu a v ňom sú vyčlenené málo početné izolované plochy malej rozlohy zaradené do tried D, E a F (obr. 27). Plocha kvalitatívnej triedy B zahŕňa prevažne výskyt podzemných vôd so silikátogénnou mineralizáciou viazaných na neovulkanity spolu s kvartérnymi deluviálnymi sedimentmi, patrí sem však aj výskyt vôd s fluviogénnou mineralizáciou v horných častiach tokov. Najčastejším dôvodom na zaradenie vzorkovaných objektov do kvalitatívnej triedy B je nízky obsah Ca+Mg (menej ako 1,1 mmol · l⁻¹), nízky obsah rozpusteného kyslíka (pod 50 %), prípadne kyslá reakcia vody (pH < 6,5). Okrem charakteristickej triedy B sme na tomto území zaznamenali aj nerovnomerne rozptýlený výskyt objektov patriacich do ostatných kvalitatívnych tried, ktoré sú na mape vyznačené príslušným spôsobom ako objekty s anomálnou kvalitou.

Areál výskytu podzemných vôd kvalitatívnej triedy C nie je plošne vymedzený. Len niekoľko vzoriek s neúplným rozsahom stanovení (chýbajúce stanovenia stopových prvkov) indikuje jej lokálny výskyt. Ide o vzorky z vrtov HVZ-11 (č. 9), HVŠ-5 (č. 47) a HVŠ-6 (č. 21) v neovulkanitoch a vo vrte HVT-1 (č. 2) v molasových sedimentoch, lokalizovaných na JZ úpätí pohoria. Podzemná voda má A₂ výrazný, Ca-HCO₃ chemický typ a obsahuje zvýšenú koncentráciu Mn, resp. Fe. Do kvalitatívnej triedy C patrí



Obr. 27. Priestorové rozšírenie vyčlenených tried kvality podzemných vôd Vihorlatu (Bajtoš, orig.).

aj voda vrtu J-2 Jovsa (č. 110) z jurských karbonátov, ktorá má zvýšenú koncentráciu F a Cl a radí sa k minerálnym vodám (pozri kap. 8).

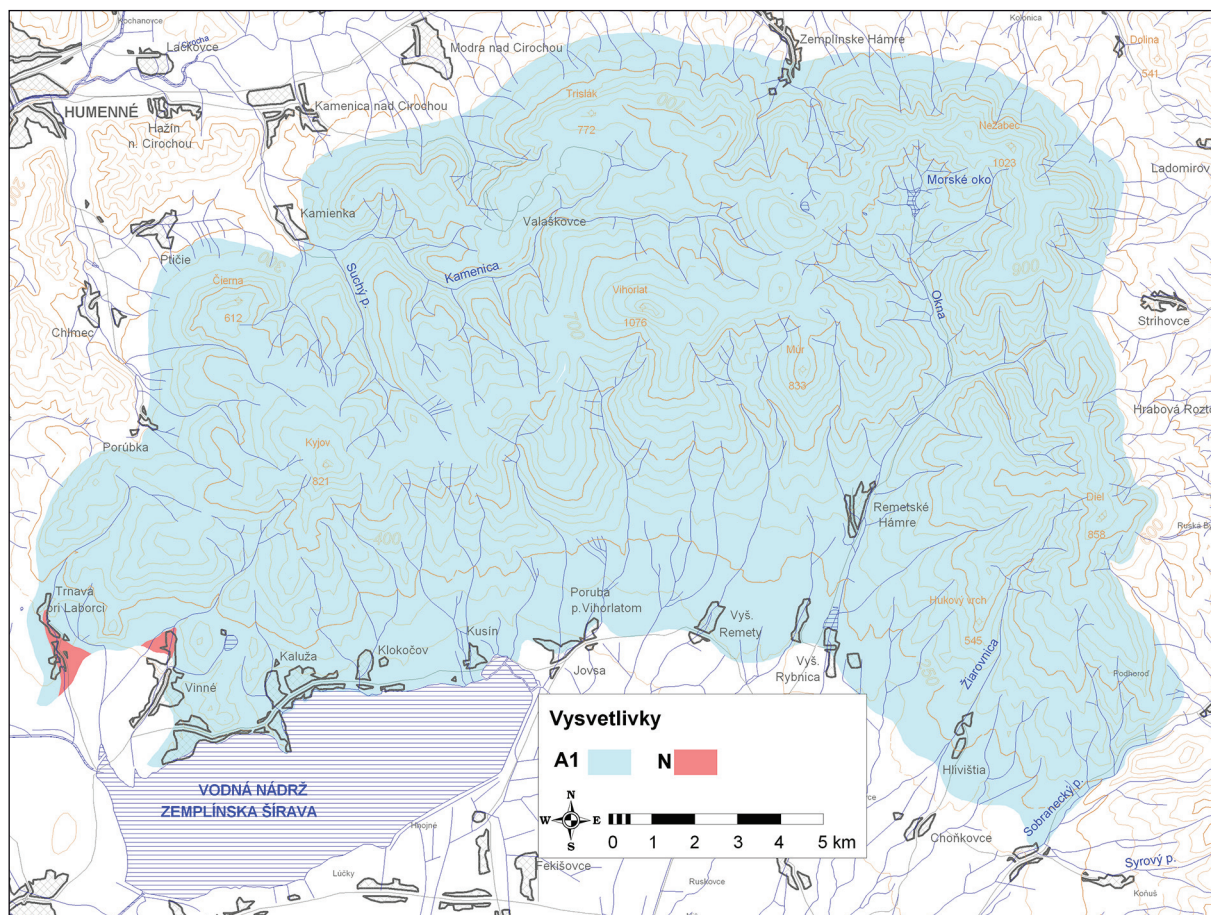
Výskyt podzemných vôd kvalitatívnej triedy *D* plošne vymedzujeme v dvoch malých areáloch v povodí potoka Okna, v prostredí andezitových lávových prúdov. Silikátogénna mineralizácia vôd neovulkanitov A_2 základného, Ca-Mg- HCO_3 -(SO_4) typu je tu charakteristická zvýšenou koncentráciou Fe, Mn a nízkym obsahom Ca+Mg. Mimo uvedených areálov sa nachádza viacero objektov s podzemnou vodou kategórie *D*, ktoré sú na mape zobrazené ako bodové objekty. Sú charakteristické zvýšenou koncentráciou Fe, Mn, často nízkym obsahom Ca+Mg a nedostatočným nasýtením vody kyslíkom, menej aj nízkou hodnotou pH.

Areál výskytu podzemných vôd fluviogénej mineralizácie v prolúviálnom kuželi Kamenného potoka je charakteristický výskytom podzemných vôd kvalitatívnej triedy *E*. Dôvodom je komunálne znečistenie obce Vinné, prejavujúce sa lokálne zvýšenou úrovňou dusičnanov a zinku.

Výskyt podzemných vôd kvalitatívnej triedy *F* plošne vymedzujeme v malom areáli (0,7 km²) kvartérnych prolúviálnych sedimentov Trnavského potoka v JZ časti hodnoteného územia. V časti hodnoteného územia zaradeného do kategórie *B* sa nachádzajú 3 pramene (č. 6, 14, 224) a jedna studňa (č. 58) s vodou kategórie *F* (zvýšená úroveň Al, NO_2^- , NO_3^- , nízky obsah Ca+Mg), ktoré sú na mape zobrazené ako bodové objekty podzemných vôd silikátogénnej mineralizácie a anomálnej kvality.

Areál výskytu podzemných vôd kvalitatívnej triedy *G* nie je plošne vymedzený. Túto kategóriu kvality sme nezaznamenali ani v žiadnom zo vzorkovaných objektov.

Plošne nie je vymedzený ani výskyt podzemných vôd kvalitatívnej triedy *H*. Táto trieda kvality je dokumentovaná lokálne v piatich objektoch. Vo vodách silikátogénnej mineralizácie prameňov č. 93, 113, 200 je dokumentovaná zvýšená koncentrácia hliníka, železa a amoniaku geogénneho pôvodu a nízka úroveň Ca+Mg. Banská voda štólne v lokalite Malinová SV od Trnavy pri Laborci



Obr. 28. Kategorizácia podzemných vôd Vihorlatu podľa upraviteľnosti na pitnú vodu (Bajtoš, orig.).

obsahuje zvýšenú úroveň Al, Fe a nízky obsah Ca+Mg. Svojím zložením sa neodlišuje od prameňov, nemá zvýšenú koncentráciu síranov, ktorá by preukazovala prítomnosť sulfidického zrudnenia. V podzemných vodách s petrogénno-fluviogénnou mineralizáciou vzorkovaných v studniach č. 5 a 36 je dokumentovaná zvýšená úroveň dusičnanov, zinku, hliníka a fosforečnanov antropogénneho pôvodu.

Pri hodnotení podzemnej vody vzorkovaných objektov hodnoteného územia z hľadiska jej upraviteľnosti na pitnú vodu (vyhláška MŽP SR č. 636/2004 Z. z.) zisťujeme, že 82 % z nich patrí do kategórie A1, 13 % do kategórie A2, 2 % do kategórie A3 a 4 % sú nevyhovujúce na úpravu (N). Najčastejším dôvodom na zaradenie do kategórie A2 je zvýšená koncentrácia Mn a zvýšené hodnoty $CHSK_{Mn}$, kyslá reakcia vody, sporadicky aj zvýšená koncentrácia Fe a NH_4^+ . V prípade kategórie A3 ide o dva pramene s vysokou úrovňou $CHSK_{Mn}$ (č. 38, 74). V prípade kategórie vôd nevyhovujúcich na úpravu na pitnú vodu ide o 6 studní v intravilánoch sídel s dokumentovanou vysokou koncentráciou dusičnanov, sporadicky aj Zn, RL a Cl^- , a jeden prameň (č. 113) s vysokou úrovňou $CHSK_{Mn}$. Pri plošnom vymedzení výskytu kategórií upraviteľnosti podzemných vôd na pitnú vodu takmer celú rozlohu hodnoteného územia zaberajú vody kategórie A1. Malú rozlohu dosahujú dva areály na JZ hodnoteného územia s vyčlenenou kategóriou N, súvisiacou s antropogénnym znečistením podzemných vôd kvartérnych kolektorov.

Na hodnotenie zastúpenia látok organického pôvodu v podzemných vodách hodnotenej oblasti nie sú dostupné údaje. Všeobecne možno predpokladať zvyšovanie pravdepodobnosti výskytu lokálne zvýšenej koncentrácie nepolárnych extrahovateľných látok v intravilánoch sídel a ich blízkosti, taktiež možnosť výskytu zvýšenej koncentrácie organických látok odvodených z umelých látok používaných v poľnohospodárskej výrobe a v záhradkárstve na obhospodarovaných pozemkoch koncentrovaných pozdĺž obvodu hodnoteného územia. Vnútri pohoria existuje riziko občasného havarijného úniku palív a mazív a ohrozenia kvality vôd lokálneho charakteru pri činnostiach vojenskej techniky v obvode Valaškovce a z mechanizmov používaných v lesnom hospodárstve.

Rádioaktivita podzemných vôd v pohoriach budovaných vulkanitmi je všeobecne veľmi nízka. Koncentrácia uránu v podzemných vodách je na úrovni priemerných hodnôt neovulkanických hornín. Základné štatistické ukazovatele súboru rádiologických ukazovateľov podzemných vôd prameňov Vihorlatu a zistené ukazovatele na prelivoch z vrtoch dokumentovaných na území Vihorlatu pri zostavovaní geochemického atlasu Slovenska (Daniel et al., 1996) sú uvedené v tab. 81. Dokumentované priemerné hodnoty koncentrácie uránu $U_{nat} = 0,002 \pm 0,001 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, rádia $^{226}\text{Ra} = 0,046 \pm 0,026 \text{ Bq} \cdot \text{l}^{-1}$ a radónu $^{222}\text{Rn} = 14,18 \pm 14,61 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ pre podzemné vody prameňov v prostredí neovulkanitov Vihorlatu plne potvrdzujú vyššie uvedené všeobecné poznatky. Obdobná úroveň koncentrácie rádiologických ukazovateľov bola zistená aj vo vrte HZ-1 (č. 193) v prostredí neovulkanických hornín a vo vrte J-2 Jovsa (č. 110) s minerálnou vodou z jurských karbonátov. V porovnaní s najvyššími prípustnými hodnotami obsahu rádionuklidov vo vode dodávanej do verejných vodovodov (vyhláška MZ SR č. 12/2001 Z. z. o požiadavkách na zabezpečenie radiačnej ochrany) je obsah dokumentovaný v podzemných vodách hodnoteného územia vyhovujúci.

Tab. 81. Rádiologické ukazovatele podzemných vôd pohoria Vihorlat. Spracované podľa databázy údajov Geochemického atlasu SR – Prírodná rádioaktivita hornín (Daniel et al., 1996).

	$U_{nat} \text{ (mg} \cdot \text{l}^{-1}\text{)}$	$^{226}\text{Ra} \text{ (Bq} \cdot \text{l}^{-1}\text{)}$	$^{222}\text{Rn} \text{ (Bq} \cdot \text{l}^{-1}\text{)}$
aritmetický priemer	0,002	0,046	14,18
štandardná odchýlka	0,001	0,026	14,61
minimum	0,001	0,003	0,28
prvý kvartil	0,001	0,033	3,12
medián	0,002	0,046	10,08
tretí kvartil	0,003	0,068	20,28
maximum	0,006	0,098	61,92
vrt HZ-1 (č. 193)	0,003	0,055	15,02
vrt J-2 (č. 85)	0,001	0,052	14,07

Poznámka: Štatistické ukazovatele charakterizujú súbor 36 vzoriek prameňov.

Napriek lokálne zaznamenanej prítomnosti znečistenia geogénneho a antropogénneho pôvodu, prejavujúceho sa nežiaducim zvýšením niektorých ukazovateľov kvality, nárast koncentrácie týchto zložiek prevažne nemá výrazný vplyv na typ makrochemického zloženia ovplyvnených podzemných vôd, ktoré zachovávajú Ca-Mg-HCO₃ typ. Preto v hydrogeochemickej mape Vihorlatu plošne nevyčleňujeme výskyt antropogénne ovplyvnených ani čiastočne antropogénne ovplyvnených podzemných vôd.

7. ÚDAJE O MNOŽSTVE A ODBEROCH PODZEMNÝCH VÔD

Pre územie vtedajšieho rajónu V 100 Neovulkanity Vihorlatských vrchov bol KKZ v roku 1978 schválený výpočet využiteľného množstva podzemnej vody $300 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ v kategóriách C_1 a C_2 (z toho $125 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ v kategórii C_1) ako súčet výdatností pozorovaných a využívaných prameňov, prieskumných hydrogeologických vrtov a predpokladanej výdatnosti fiktívneho odberového systému v nevyužitých častiach územia. Pri stanovení hodnoty využiteľného množstva $300 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ na vtedajšiu hodnotenú plochu rajónu neovulkanitov 428 km^2 vychádza modul využiteľného množstva $0,70 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Na základe podrobnej bilancie odtokov z územia s rozlohou $324,4 \text{ km}^2$ (Bajo a Szabová, 1976; Bajo et al., 1983) vychádza v neovulkanitoch priemerná hodnota merného základného odtoku $2,73 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Pre túto bilancovanú plochu pokrytú vodomernými stanicami s rozlohou $324,4 \text{ km}^2$ potom vychádza priemerný základný odtok $884 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Po extrapolácii na zvyšnú plochu vulkanického masívu, ktorá nebola pokrytá vodomernými stanicami (išlo o 24 % rozlohy celého hodnoteného územia Baja a Szabovej, 1976), vyšiel za obdobie rokov 1972 – 1973 priemerný základný odtok podzemných vôd do povrchových tokov na $1\,117 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ($2,60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). K tejto hodnote Bajo et al. (1983) pripočítal bilančne vyčíslený skrytý podzemný odtok do neogénnych sedimentov choňkovej depresie v množstve $400 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Takto stanovený celkový odtok podzemných vôd okolo $1\,500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ predstavuje prírodné zdroje regiónu neovulkanitov (428 km^2). Tomuto množstvu zodpovedá celkový priemerný merný odtok podzemnej vody $3,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Prehľad o využiteľnom množstve podzemných vôd a ich exploatacii je pre časť hydrogeologického rajónu VN Neovulkanity Vihorlatských vrchov, čiastkový rajón neovulkanitov BG 10 nižšie spracovaný z podkladov SHMÚ (Kullman et al., 2005). Využiteľné množstvo podzemných vôd a ich odbery sú podané pre celý hodnotený rajón a celý čiastkový rajón BG 10, v ktorom sa nachádza celý hodnotený región. Uvádzaná sumárna hodnota využiteľného množstva podzemných vôd je v zátvorke rozčlenená na množstvo schválené v KKZZ v kategórii A, B, C, C_1 , C_2 a dokumentované množstvo v kategóriách I, II, III a odhad, oddelené čiarou, t. j. (A, B, (C), C_1 , C_2 /I, II, III, odhad). Sumárne odoberané množstvo podzemných vôd pre celý rajón je v zátvorke ešte rozdelené podľa účelu využitia do 7 skupín: verejný vodovod, potravinársky priemysel, ostatný priemysel, poľnohospodárstvo – živočíšna výroba, poľnohospodárstvo – rastlinná výroba a závlahy, sociálne potreby, iné využitie. Stĺpec – využiteľné množstvo – kvalita podáva kvalitatívnu charakteristiku využiteľného množstva hodnotenej lokality podľa dostupných údajov (O – kvalita nehodnotená, B – znečistenie bakteriologické a biologické, V – kvalita vyhovuje STN, CA – znečistenie chemické, anorganické, F – znečistenie fyzikálne). Stĺpec využiteľnosť obsahuje charakteristiku využiteľnosti vodohospodárskych lokalít, zohľadňujúc zdokumentovanie, súčasné využívanie, kvalitu, prístupnosť a možnosti ochrany podzemných vôd (V1 – lokalita (zdroj) vodohospodársky nevyužitá alebo len čiastočne využitá s dobre zdokumentovanými využiteľnými zdrojmi podzemných vôd na základe hydrogeologických prieskumov, s kvalitou vyhovujúcou STN pre pitnú vodu, so zdrojmi prístupnými z hľadiska využívania aj možnosti ochrany; V2 – lokalita (zdroj) nevyužitá alebo len čiastočne vodohospodársky využitá s dobre zdokumentovanými zdrojmi nevyhovujúcej kvality (nutná viacstupňová úprava) alebo nevyhovujúcimi z hľadiska prístupnosti a možnosti ochrany; V3 – lokalita (zdroj) vodohospodársky nevyužitá alebo len čiastočne využitá, s nedostatočne zdokumentovanými zdrojmi, na vodohospodárske využitie nutná realizácia doplnujúcich hydrogeologických prieskumov; V4 – lokalita (zdroj) vodohospodársky značne alebo plne využitá).

V tab. 82 sú podané údaje o priemerných vodárenských odberoch podzemných vôd za roky 2003, 2004 tak, ako ich eviduje SHMÚ, do kompetencie ktorého spadá táto činnosť. V roku 2003 bolo podľa údajov SHMÚ (tab. 82) z regiónu sumárne využívaných $96,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (nahlásený odpad podzemných vôd $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Za rok 2004 sa odoberalo v priemere $97,10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (nahlásený odpad podzemných vôd $0,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$).

VN – 100 Neovulkanity Vihorlatských vrchov

povodie: Bodrog 4-30-03, 4-30-04, 4-30-05, 4-30-06 plocha: 535,7 km²

Využiteľné množstvo podzemných vôd: 450,0 l · s⁻¹ (0-0-125-175/16-65,5-68,5-0)
 Odber (2004): 126,16 l · s⁻¹ účel využitia (124,91-0-0-1,25-0-0-0)

BG 10 – čiastkový rajón neovulkanitov

plocha: 453,5 km²
 využiteľné množstvo podzemných vôd: 350,8 l · s⁻¹ (0-0-79,2-167/16-32,3-56,3-0)
 odber (2004): 100,65 l · s⁻¹
 bilančný profil: 1800 (Cirocha ústie)
 využiteľné množstvo podzemných vôd: 137,6 l · s⁻¹ (0-0-23,6-80/0-0-34-0)
 odber (2004): 7,52 l · s⁻¹

Názov lokality	Využiteľné množstvo			Zhodnotenie využívania		Poznámka
	Kat.	Množstvo (l · s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l · s ⁻¹)	Využitelnosť	
Zemplínske Hámre	C1 III.	16,4 12,5	O	4,64	V4	
Dlhé nad Cirochou	C1	7,2	O	1,28	V4	
Modra nad Cirochou	C2	4,3	O	1,60	V4	
prestupy do povrch. toku Kamenica nad Kamienkou	C2	72,0	O	0,0	V3	
rozptýlené lokálne zdroje	C2 III.	3,7 21,5	O	0,0	V3	

bilančný profil: 1940 (Laborec – Humenné)
 využiteľné množstvo podzemných vôd: 9,3 l · s⁻¹ (0-0-4,3-0/0-0-5-0)
 odber (2004): 1,63 l · s⁻¹

Názov lokality	Využiteľné množstvo			Zhodnotenie využívania		Poznámka
	Kat.	Množstvo (l · s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l · s ⁻¹)	Využitelnosť	
Porúbka	C1 III.	4,3 5,0	O	1,63	V4	

bilančný profil: 2450 (Laborec – Michalovce)
 využiteľné množstvo podzemných vôd: 87,6 l · s⁻¹ (0-0-6,3-30/16-22,8-12,5-0)
 odber (2004): 25,36 l · s⁻¹

Názov lokality	Využiteľné množstvo			Zhodnotenie využívania		Poznámka
	Kat.	Množstvo (l · s ⁻¹)	Kvalita	Odber (l · s ⁻¹)	Využitelnosť	
Trnava pri Laborci	C1 II. III.	1,8 0,6 0,2	B	0,0	V4	
Vinné	C1 II. III.	1,0 5,5 0,4	V, B	0,0	V1	
Kaluža	C1 II. III.	0,6 6,3 0,4	V, B	2,10	V1	
Klokočov	C1 I. II.	1,6 16,0 0,6	V, B	3,03	V1	
Kusín	C1 II. III.	1,3 2,0 4,0	V, CA	0,42	V2	Fe, Mn
rozptýlené lokálne zdroje	C2 II. III.	30,0 7,8 7,5	B	19,81	V3	

bilančný profil: 3360 (Uh – ústie)
 využiteľné množstvo podzemných vôd: 116,3 l · s⁻¹ (0-0-45-57/0-9,5-4,8-0)
 odber (2004): 66,14 l · s⁻¹

Názov lokality	Využitelné množstvo			Zhodnotenie využívania		Poznámka
	Kat.	Množstvo ($l \cdot s^{-1}$)	Kvalita	Odber ($l \cdot s^{-1}$)	Využitelnosť	
Ladomirov	III.	4,0	O	0,0	V3	
Strihovce	II.	0,4	O	0,20	V4	
Petrovce	III.	0,5	V, CA, B	0,0	V4	Fe
Koromľa	C1 C2	3,1 10,0	B	2,04	V4	
Priekopa	C1	7,5	O	7,00	V4	
Koňuš	C1	5,3	O	7,48	V1	
Choňkovce	C1	2,3	V	0,0	V1	
	C2	5,0				
Hlivištia	C2	10,0	B	0,14	V4	
Vyšná Rybnica – Remetské Hámre	C1	22,7	V, F, B	47,42	V4	senzorické vlastnosti
	C2	32,0				
rozptýlené lokálne zdroje	C1	4,1	B	1,52	V2	
	II.	9,1				
	III.	0,3				

V regióne sa nachádza 84 objektov (tab. 82), na ktorých SHMÚ eviduje potenciálneho užívateľa. Podzemná voda podľa údajov v tab. 82 je však využívaná len z 39 objektov. Priemerná výdatnosť pripadajúca na jeden využívaný objekt potom predstavuje zhruba $2,5 l \cdot s^{-1}$.

Výdatnosť vodárensky využívaných prameňov, ktorých je v regióne podľa údajov SHMÚ 21, dosahuje za rok 2003 spoločné množstvo $13,3 l \cdot s^{-1}$, za rok 2004 množstvo $10,1 l \cdot s^{-1}$. Odbery z prameňov sú využívané výlučne vodárenskými spoločnosťami a obecnými vodovodmi na zásobovanie obyvateľov pitnou vodou. Vodovod Porúbka – Chlmec – Humenné využíva okrem zdrojov mimo územia aj vodu z prameňov Maximka 1 až 8 (č. 26, 25, 29, 30, 34, 37, 41) a pramene Piesky 1 – 2 (č. 31, 65) v Porúbke, vodovod v Modre nad Cirochou odoberá vodu z Prameňa kpt. Nálepku (č. 258), obecný vodovod Dlhé nad Cirochou odoberá vodu z prameňa Pánske košariská (č. 336), vodovod Zemplínske Hámre – Snina na území odoberá vodu zo 6 prameňov zachytených v Zemplínskych Hámroch (č. 454, 468, 478, 552, 549, 564), vodovod v Strihovciach využíva podzemnú vodu 1 zachyteného prameňa (č. 832) a vodovod Remetské Hámre využíva vodu 2 prameňov Pod Lysakom (604, 614).

Čerpaných – vodárensky využívaných – hydrogeologických vrtov je 18 z celkového počtu 84 evidovaných objektov SHMÚ. Na čerpané vrty pripadá priemerná výdatnosť $4,6 l \cdot s^{-1}$ (rok 2003) až $4,8 l \cdot s^{-1}$ (rok 2004). Všetky využívané vrty s nahláseným odberom SHMÚ sa nachádzajú na južnej strane regiónu. Prevažná väčšina vrtov je vodárensky využívaná na pitné účely, ide o zdroje vody skupinového vodovodu Michalovce, vodovodov v Kusíne, v Kaluži a v Klokočove. Na severnej strane regiónu SHMÚ neeviduje odberateľov podzemnej vody z vrtov.

Tab. 82. Využívané zdroje podzemných vôd hodnoteného regiónu – priemerný ročný odber (2003, 2004) a odpad vôd podľa evidencie SHMÚ.

Č. v mape dok.	Kód SHMÚ	Lokalita odberu	Názov zdroja	Názov organizácie	2003		2004		Poznámka
					Odber ($l \cdot s^{-1}$)	Odpad ($l \cdot s^{-1}$)	Odber ($l \cdot s^{-1}$)	Odpad ($l \cdot s^{-1}$)	
2	527901	Trnava pri Laborci	studňa	Rolnícke družstvo					
25	500412	Porúbka	pr. Maximka 2	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber a odpad 8 prameňov Maximka
26	500412	Porúbka	pr. Maximka 1	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	0,83	0,01	0,91	0,01	spoloč. odber a odpad 8 prameňov Maximka
29	500412	Porúbka	pr. Maximka 3	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber a odpad 8 prameňov Maximka
30	500412	Porúbka	pr. Maximka 4	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber a odpad 8 prameňov Maximka
31	500443/1	Porúbka	prameň Piesky 1	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	1,22	0,01	0,73	0,01	spoloč. odber a odpad prameňov Piesky 1, 2
33	527902	Vinné	prameň Kadlubec	Rolnícke družstvo					
34	500412	Porúbka	pr. Maximka 5	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber a odpad 8 prameňov Maximka
37	500412	Porúbka	pr. Maximka 6a, b	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber a odpad 8 prameňov Maximka
18	586103	Vinné	studňa pre pek.	Michal. cukrárne a pekárne, a. s.					
41	500412	Porúbka	pr. Maximka 7	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber a odpad 8 prameňov Maximka
20	530205/2	Vinné – Hôrka	4 studne	Správa cestovného ruchu					
21	530205/1	Vinné – Hôrka	HVŠ-6	Správa cestovného ruchu					
23	505021	Vinné	studňa	Vsl. kameňolomy a štrkopiesky, š. p.					
24	530206/2	Vinné jazero	HV-2	Správa cestovného ruchu					
26	530206/1	Vinné jazero	HV-1	Správa cestovného ruchu					
65	500443/2	Porúbka	prameň Piesky 2	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber a odpad prameňov Piesky 1, 2
29	530202/1	Vinné jazero	ST 1	Správa cestovného ruchu					
32	530202/2	Vinné jazero	ST 2	Správa cestovného ruchu					
33	530202/3	Vinné jazero	ST 3	Správa cestovného ruchu					
34	575924	Vinné jazero	studňa pre chatu	Cestné stavby, a. s., závod 01					
37	501001	Kaluža	KA-1	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	0,00	0,00	0,00	0,00	
39	501025	Kaluža – Z. šírava	HK-7	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	0,68	0,00	0,69	0,00	
38	501062	Kaluža	HK-7	Vsl. vodovody a kanalizácie					
41	501024	Kaluža – Z. šírava	HK-3	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	1,25	0,00	1,41	0,00	
44	530204	Kaluža	studňa	Správa cestovného ruchu					

Pokračovanie tab. 82.

Č. v mape dok.	Kód SHMÚ	Lokalita odberu	Názov zdroja	Názov organizácie	2003		2004		Poznámka
					Odber (l · s ⁻¹)	Odpad (l · s ⁻¹)	Odber (l · s ⁻¹)	Odpad (l · s ⁻¹)	
54	530203	Kamenec	2 studne	Správa cestovného ruchu					
56	530607	Klokočov	studňa	DONA, s. r. o.					
59	501002	Klokočov	domová studňa						
62	501057	Klokočov	HK-6	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	4,64	0,00	3,03	0,00	
64	530201/4	Klokočov – Paľkov	ST 4	Správa cestovného ruchu					
67	530201/3	Klokočov – Paľkov	ST 3	Správa cestovného ruchu					
69	530201	Klokočov – Paľkov	ST 2	Správa cestovného ruchu					
71	530201/1	Klokočov – Paľkov	ST 1	Správa cestovného ruchu					
73	501006	Kusín	HKJ-1	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	0,47	0,00	0,42	0,00	
72	530608	Kusín	studňa pre PT	DONA, s. r. o.					
80	501007	Kusín	studňa	Vsl. vodovody a kanalizácie					
258	500445	Modra nad Cirochou	Prameň kpt. Nálepku	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	1,78	0,01	1,60	0,00	
336	605701	Dlhé nad Cirochou	prameň Pánske košariská	obecný úrad	1,14	0,00	1,28	0,00	
89	501091	Poruba pod Vihorlatom	HVZ-10	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	0,92	0,00	4,83	0,00	
90	501092	Poruba pod Vihorlatom	HKJ-2	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	3,53	0,00	6,08	0,00	
91	501093	Poruba pod Vihorlatom	HKJ-3	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	8,76	0,00	8,67	0,00	
94	528103	Poruba pod Vihorlatom	HP-1	Poľnohospodárske družstvo	0,26	0,00	0,23	0,00	
454	500432/1	Zemplínske Hámre	prameň 1	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	0,36	0,00	0,37	0,00	spoloč. odber 5 prameňov
468	500432/2	Zemplínske Hámre	prameň 2	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber 5 prameňov
478	500432/3	Zemplínske Hámre	prameň 3	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber 5 prameňov
614	501026/2	Remetské Hámre	prameň Pod Lysakom 2	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber a odpad prameňov Pod Lysakom 1, 2
552	500459	Zemplínske Hámre	prameň	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	7,08	0,01	4,27	0,01	
549	500432/5	Zemplínske Hámre	prameň 5	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber 5 prameňov
564	500432/4	Zemplínske Hámre	prameň 4	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.					spoloč. odber 5 prameňov
106	501055	Remetské Hámre	HVZ-5	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	15,56	0,00	15,24	0,00	
108	501082	V. Rybnica – R. Hámre	VHZ-2	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	1,01	0,00	1,16	0,00	
110	528102	Vyšná Rybnica	2 studne	Poľnohospodárske družstvo	0,05	0,00	0,05	0,00	
604	501026/1	Remetské Hámre	prameň Pod Lysakom 1	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	0,69	0,08	0,75	0,41	spoloč. odber a odpad prameňov Pod Lysakom 1, 2
111	501056	Remetské Hámre	HVZ-4	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	20,59	0,00	20,57	0,00	

Pokračovanie tab. 82.

Č. v mape dok.	Kód SHMÚ	Lokalita odberu	Názov zdroja	Názov organizácie	2003		2004		Poznámka
					Odber ($l \cdot s^{-1}$)	Odpad ($l \cdot s^{-1}$)	Odber ($l \cdot s^{-1}$)	Odpad ($l \cdot s^{-1}$)	
116	501075	Remetské Hámre	HVZ-3	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	6,47	0,00	7,04	0,00	
119	501058	Hlivištia	HVZ-6	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	0,27	0,00	0,14	0,00	
120	501095	Baškovce	HVZ-8	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	14,45	0,00	14,78	0,00	
118	501074	Remetské Hámre	HVZ-1	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	4,14	0,00	2,62	0,00	
125	531601	Hlivištia	studňa	PSJ Chemkostav, a. s.					
832	500448	Strihovce	prameň	Vsl. vodárenská spoločnosť, a. s.	0,20	0,01	0,20	0,00	
872	586301/2	Podhorod'	prameň	obecný úrad					
876	586301/1	Podhorod'	prameň	obecný úrad					
	529001	Klokočov	studňa						odber nelokalizovaný SHMÚ
	529501	Klokočov	HK-6						odber nelokalizovaný SHMÚ
	529701	Vyšná Rybnica	studňa	Pauli					odber nelokalizovaný SHMÚ
	530001	Podhorod'	2 pramene Podsokolec						odber nelokalizovaný SHMÚ
	530901	Trnava pri Laborci	prameň	TARKO, s. r. o.					odber nelokalizovaný SHMÚ
	531501	Z. šírava – Kamenec	studňa pre chatu	Stredoslov. štátne lesy					odber nelokalizovaný SHMÚ
	531702	Vyšná Rybnica	studňa	Pstruhová farma Vyšná Rybnica					odber nelokalizovaný SHMÚ
	573531	Vinné jazero	studňa	NAD, š. p., OZ 1024					odber nelokalizovaný SHMÚ
	574782	Breza – Z. šírava	studňa	Lesy Prešov, š. p.					odber nelokalizovaný SHMÚ
	574784	Choňkovce	studňa pre dvojbytovku	Lesy Prešov, š. p.					odber nelokalizovaný SHMÚ
	575310	Valaškovce	studňa	Vojenská správa budov					odber nelokalizovaný SHMÚ
	575503	Trnava pri Laborci	studňa	Nafta, a. s.					odber nelokalizovaný SHMÚ
	585003	Vinné jazero	studňa pre reštauráciu	obecný úrad					odber nelokalizovaný SHMÚ
	586201	Jovsa	studňa pre bytovku	obecný úrad					odber nelokalizovaný SHMÚ
	586202	Jovsa	studňa pre ZŠ	obecný úrad					odber nelokalizovaný SHMÚ
	586203	Jovsa-TJ	studňa pre sociálne zar.	obecný úrad					odber nelokalizovaný SHMÚ
	586801	Vyšné Remety	studňa	obecný úrad					odber nelokalizovaný SHMÚ
	587801	Choňkovce	studňa	obecný úrad					odber nelokalizovaný SHMÚ

Vysvetlivky: 2 – číslo poradia v zozname dokumentovaných vrtov (príloha č. 5); 25 – číslo poradia v zozname dokumentovaných výverov podzemných vôd (príloha č. 3).

8. BANSKÉ VODY

Na severných svahoch Vihorlatu v oblasti Remetských Hámrov sa v druhej polovici 19. storočia ťažili železné rudy (limonitické záteky a impregnácie) v banských poliach *Apolónia*, *Catharina*, *Jozef* a *Štefan*. Severne od Remetských Hámrov sa ťažili hematitické kvacity, ako železná ruda, ešte začiatkom 20. storočia v banských poliach Johanna, Barbara a Paulína. Ťažba bola realizovaná povrchovo a pripovrchovými banskými dielami malého rozsahu.

Podľa údajov z registrácie starých banských diel (Záviš et al., 1996) sa na hodnotenom území nenachádzajú banské diela s výtokom banskej vody. Pri hydrogeologickom prieskume oblasti Vihorlatu a Popričného (Bajo a Szabová, 1976) však bol dokumentovaný výtok zo štólne lokalizovanej 1,5 km SV od obce Trnava pri Laborci v lokalite Malinová (objekt č. 8, príloha č. 3) v pramennej oblasti príznačne pomenovaného Štôľňanského potoka, v prostredí redeponovaných pyroklastík stratovulkánu Kyjov. Autori udávajú výdatnosť výtoku v rozmedzí $0,95 - 3,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, teplotu vody $11 \text{ }^\circ\text{C}$, výsledky laboratórnej analýzy dvoch odobratých vzoriek sú uvedené v tab. 83. Objekt sme ovzorkovali dňa 28. 9. 2004, odhadnutá výdatnosť výtoku dosahovala $0,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplota vody $11,2 \text{ }^\circ\text{C}$. Ide o vodu $\text{A}_2(\text{SO}_4)$ prechodného, $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ typu s mineralizáciou $140 - 152 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Zo stopových prvkov je nad medzou stanovenia obsah $\text{Cu} = 0,007 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, $\text{Zn} = 0,008 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a $\text{Al} = 0,39 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Chemickým zložením sa voda výtoku zo štólne neodlišuje od prírodných výverov oblasti, ide o vodu so silikátogénnou mineralizáciou. Podľa mapy historických banských polí vo Vihorlatských vrchoch (Vološčuk a Terray, 1987) je štôľňa lokalizovaná v banskom poli *Tasla*, v ktorom sa v minulosti ťažili limonitické záteky a impregnácie.

Tab. 83. Obsah vybraných chemických zložiek podzemnej vody výtoku zo štólne v lokalite Malinová (Bajtoš, orig.).

Vzorka	pH	Na	K	Ca	Mg	Fe	Mn	Cl	SO ₄	HCO ₃	SiO ₂	MIN
		mg · l ⁻¹										
1	6,50	4,8	2,0	14,0	3,9	0,10	0,02	1,9	13,57	54,9	44,9	154,6
2	6,75	6,8	3,0	14,0	4,4	0,18	0	0,7	21,0	54,9	33,9	152,2
3	7,02	4,8	2,2	12,6	3,8	0,41	0,02	3,1	29,2	30,5	34,5	140,0

Vysvetlivky: 1 – vzorka odobratá 12. 4. 1973; 2 – vzorka z 16. 5. 1975 (in Bajo a Szabová, 1976); 3 – vzorka z 28. 9. 2004.

V oblasti cca 1 km JZ od Sninského kameňa sme dokumentovali výtok (objekt č. 585, príloha č. 3) spod haldy po kutacích prácach, s odhadovanou výdatnosťou $1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplotou $6,6 \text{ }^\circ\text{C}$. Ide o vodu $\text{A}_2(\text{SO}_4)$ prechodného, $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ typu s mineralizáciou $64 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. V tomto prípade nie je možné jednoznačne označiť vodu výveru za banskú.

9. MINERÁLNE A GEOTERMÁLNE VODY

Hodnotený región je súčasťou vymedzenej geotermálnej oblasti humenský chrbát (Franko et al., 1995), tiahnucej sa pozdĺž bradlového pásma medzi levočskou panvou a Popriečnym. Túto oblasť tvoria sedimenty krížňanského príkrovu a obalu tatrika, ktorých súčasťou sú kolektorské karbonátové horniny (ramsauské dolomity, gutensteinské vápence) s krasovo-puklinovou priepustnosťou. Na povrch vystupuje v Humenských vrchoch a na niekoľkých ostrovoch západne od nich, ináč je zakrytá vnútrokarpatským paleogénom a vulkanitmi Vihorlatu. K zjavnému odvodňovaniu tejto hydrogeologickej štruktúry geotermálnych a minerálnych vôd dochádza v oblasti Sobraneckých kúpeľov (mimo hodnoteného územia, cca 5 km J od hranice). Výverová oblasť je predisponovaná vyzdvihnutým blokom ruskovsko-tibavskej hrasti, obmedzenej zo SZ kúpeľným zlomom a z JV choňkovským zlomom, v ktorej strop kolektora vystupuje až 60 m pod povrch terénu (Tkáčik et al., 1994). Nachádzajú sa tu štyri prirodzené vývery, vody sú zachytené aj plytkými vrtmi hĺbky 100 – 400 m a overené jedným vrtom hlbokým 823 m. Teplota vody z vrtov sa pohybuje v rozmedzí 19,5 – 29,5 °C a ich celková výdatnosť je asi 1,2 l · s⁻¹. Ide o vody zložitej genézy výrazne Na-Cl chemického typu, s celkovou mineralizáciou do 13,1 g · l⁻¹, Gazdovou charakteristikou A₂ = 8 % a S₁ = 66 %, s obsahom CO₂ do 1 g · l⁻¹ a H₂S do 49 mg · l⁻¹. Na ochranu uvedených zdrojov minerálnych vôd boli na základe výsledkov vyhladávacieho hydrogeologického prieskumu navrhnuté ochranné pásma (Mlynarčík a Petrivalský, 1985), zaberajúce na hodnotenom území J svahy stratovulkánu Diel južne od línie Vyšná Rybnica – kóta Veľká Vavrová – obec Koňuš, predstavujúce predpokladanú infiltračnú oblasť minerálnych vôd. Uvedené zdroje dosiaľ neboli vyhlásené v zmysle platných všeobecne záväzných predpisov za prírodné liečivé zdroje ani zdroje stolových minerálnych vôd, preto navrhnuté ochranné pásma nie sú legislatívne záväzné.

Na území Vihorlatu sa nachádza len jeden registrovaný zdroj minerálnej vody – vrt J-2 Jovsa registrovaný pod označením ML-20 (v registri Krahulca et al., 1977, ešte chýba, neskôr bol tento register doplnený ďalšími autormi a dnes je dostupný na webovej stránke SAŽP). Vrt J-2 (vrt č. 85, príloha č. 5) Jovsa, hlboký 250 m, s otvoreným úsekom v intervale 200 – 250 m v jurských krinoidových vápencoch a vápencových brekciách mezozoika Humenských vrchov. Výsledky analýzy chemického zloženia vzorky zo dňa 12. 9. 2006 sú uvedené v tab. 84. Ide o vodu A₁ zmiešaného, Na-HCO₃-Cl chemického typu, s celkovou mineralizáciou 865 mg · l⁻¹. Z Palmer-Gazdovej charakteristiky v jej chemickom zložení prevažuje zložka A₁ (38,7 %), nasledovaná zložkami A₂ (31,8 %) a S₁(Cl) (26,6 %). Nejde teda o typickú karbonátogénnu mineralizáciu vody, jej zloženie je prejavom vertikálnej hydrogeochemickej zonálnosti. Charakter minerálnej vody má voda tohto zdroja vďaka zvýšenému obsahu fluoridov a sírovodíka. Teplota vody pri odbere uvedenej vzorky dosahovala 19,2 °C, výdatnosť prelivu 0,104 l · s⁻¹. Voda zdroja je pod miestnym názvom „Vajcovka“ využívaná na pitie.

Tab. 84. Obsah vybratých chemických zložiek podzemnej vody vrtu J-2 Jovsa (Bajtoš, orig.).

pH	Na	K	Ca	Mg	Fe	Mn	NH ₄	Cl	F	SO ₄	HCO ₃	SiO ₂	H ₂ S
	mg · l ⁻¹												
7,2	168	13,5	39,2	19,6	0,12	0,03	0,27	107	3,7	5,4	488	12,4	2,98

Poznámka: Vzorka bola odobratá 12. 9. 2006.

Zvýšený obsah fluoridov sme zistili aj v podzemnej vode vrtu s miestnym názvom Barbora (vrt č. 113, príloha č. 5; nenachádza sa v databáze hydrogeologických vrtov Geofondu), situovaného v propylitizovanom komplexe andezitových porfýrov a andezitov v doline potoka Okna cca 3 km J od k. Sninský Kameň. Výsledky analýzy chemického zloženia vzorky zo dňa 12. 9. 2006 sú uvedené v tab. 85 a dokladajú vodu A₁ nevýrazného, Ca-Na-HCO₃ chemického typu, s celkovou mineralizáciou

197 mg · l⁻¹. Charakter minerálnej vody má voda tohto zdroja vďaka zvýšenému obsahu fluoridov. Teplota vody pri odbere uvedenej vzorky dosahovala 14,1 °C, výdatnosť prelivu 0,06 l · s⁻¹. Voda zdroja je nekontrolovane využívaná na občasné pitie.

Tab. 85. Obsah vybraných chemických zložiek podzemnej vody vrtu Barbora (Bajtoš, orig.).

pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe	Mn	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	F ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	H ₂ S
	mg · l ⁻¹												
7,78	19,8	0,40	20,6	4,45	0,117	0,014	<0,05	1,3	2,24	21,6	110	12,5	<0,01

Oblasť Vihorlatu je v rámci Slovenska územím s dosť zvýšenou až dosť vysokou geotermálnou aktivitou. Hodnota hustoty povrchového tepelného toku sa na hodnotenom území pohybuje v rozmedzí 70 – 90 mW · m⁻², v JZ cípe až 90 – 100 mW · m⁻², pričom priemerná hodnota pre územie Slovenska je 82 mW · m⁻² (Franko et al., 1995). Teplota vo väčších hĺbkach bola overená na území Vihorlatu vo vrtoch RH-1, RH-12, RH-14, RH-15 a RH-18 (tab. 86). Pre úroveň 500 m pod povrchom sa rozsah interpretovaných teplôt v neovulkanitoch pohybuje od 27,5 do 30 °C, pre hĺbku 1 000 m v paleogéne a v mezozoiku bradlového pásma okolo 45 °C, pre hĺbku 2 000 m od 75 do 80 °C v paleogéne, mezozoiku bradlového pásma a v mezozoiku krížňanského príkrovu, pre hĺbku 3 000 m od 105 do 110 °C v mezozoiku rôznych tektonických jednotiek, pre hĺbku 4 000 m okolo 140 °C v mezozoiku, pre hĺbku 5 000 m okolo 170 °C v mezozoiku a v paleozoiku. Pravdepodobné neobnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie celej geotermálnej oblasti Humenský chrbát, ktoré je možné exploatovať systémom reinjektáže, sa hodnotí na 821,69 MW_t (Franko et al., 1995).

Tab. 86. Teplota a hustota tepelného toku v hlbokých vrtoch okolia regiónu (Franko et al., 1995).

Hĺbka (m)	500	1 000	1 500	2 000	2 500	3 000	4 000	5 000	6 000	HTT
RH-1	28	44	62	78	93	108	139	170	198	73,3
RH-12	27	46								
RH-14	27	42								
RH-15	26									
RH-18	27									

Vysvetlivky: HTT – hustota tepelného toku (mW · m⁻²).

10. ZÁVER

Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa regiónu Vihorlat mierky 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami je súčasťou riešenia geologickej úlohy vedy a výskumu číslo 12-02-9/0200 „Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska“.

Rozloha regiónu je 329 km². Z pohľadu geologickej stavby na povrchu vystupujú predovšetkým neovulkanity stredného sarmatu až spodného panónu. Tvoria 68 % povrchu regiónu. Zastúpené sú pestrú škálou litologických typov hornín od intruzív, extruzív, lávových prúdov a ich brekcií po rôzne typy vulkanoklastík. Druhým najrozšírenejším útvarom na povrchu sú kvartérne uloženiny. Najviac je zastúpený deluviálnymi a gravitačnými sedimentmi charakteru hlinito-kamenitých až balvanovitých sutí a kamenných morí (tvoria 25 % rozlohy regiónu). Na povrchu po okrajoch regiónu v malých rozlohách vystupujú aj molasové sedimenty bádenu a egenburgu, sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, paleogénu bradlového pásma, magurského paleogénu, mezozoika bradlového pásma a Humenských vrchov, ktorých sumárna plocha predstavuje 0,1 % povrchu regiónu.

Podľa smernice Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky z 26. októbra 2004 č. 8/2004 – 7 na zostavovanie základných hydrogeologických máp je na mape farbou plochy zobrazená priemerná prietočnosť prvého, k povrchu najbližšieho, zvodneného kolektora. Údaje o odhadoch priemernej prietočnosti vyčlenených celkov podáva tab. 87.

Hydraulické parametre hornín boli hodnotené priamymi aj nepriamymi metódami. Pretože údaje z hydrodynamických skúšok vo vrtoch sú dominantne len zo skúšaných úsekov v neovulkanitoch a sporadicky aj z úsekov iných, ako sú neovulkanity (tri skúšané úseky z mezozoika Humenských vrchov v podloží neovulkanitov v okolí Jovsy, jeden skúšaný úsek vo vranovskom súvrství, v sedimentoch panónu a vo fluviálnych náplavoch Okny a dva skúšané úseky v deluviálnych sedimentoch), hodnotenie celkov kvartéru, sedimentárneho neogénu, paleogénu a mezozoika sme vykonali na základe analógie s obdobnými typmi hornín vystupujúcich v okolitých regiónoch.

Z hydrogeologickoštruktúrneho hľadiska sú komplexy neovulkanitov pokladané do veľkej miery za hydrogeologický masív, no v určitých častiach územia nesú znaky príznačné pre nádrže vrstvomých vôd. Obeh podzemných vôd je sústredený do pripovrchovej zóny s výrazne vyššou priepustnosťou oproti hlbším častiam horninového masívu. Hlbší obeh podzemných vôd je sústredený v otvorených puklinových pásmach. Zvýšená priepustnosť sa prisudzuje aj vrchným a čelným partiám lávových prúdov a telesám brekciovitých andezitov.

Informácie o priemernej prietočnosti a priemernej priepustnosti neovulkanitov pri metódach priameho hodnotenia boli získané interpretáciou výsledkov hydrodynamických skúšok v 130 skúšaných úsekoch 63 hydrogeologických vrtoch. Vrty boli hlboké 10,8 – 350,0 m. Hĺbka stredov skúšaných úsekov sa pohybovala v rozpätí 6,4 – 275,0 m s mediánom hĺbky stredu skúšaného úseku v 43,8 m. Maximálna čerpaná výdatnosť dosiahnutá pri hydrodynamických skúškach v zabudovaných vrtoch a pri overovacích skúškach vo vrtoch počas ich hĺbenia mala rozpätie (počet $n = 107$) $Q_{max} = 0,05 - 25,64 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $1,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a aritmetickým priemerom $4,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hodnoty koeficientu prietočnosti T ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) všetkých skúšaných úsekov neovulkanitov podľa priamych metód sa pohybujú v rozpätí $T = 1,4 \cdot 10^{-5} - 2,4 \cdot 10^{-2}$ s odhadom smerodajnej odchýlky základného súboru $s_Y = 0,649$ a odhadom strednej hodnoty – geometrického priemeru koeficientu prietočnosti $G(T) = 5,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($n = 96$). Interval spoľahlivosti stanovenia priemerných hodnôt $G(T)$ pre 90-percentnú pravdepodobnosť mal rozpätie $4,3 \cdot 10^{-4} - 7,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Podľa klasifikácie prietočnosti (Krásný, 1993) možno priemernú prietočnosť všetkých skúšaných úsekov neovulkanitov regiónu označiť ako strednú (trieda III) s veľkou variabilitou (podtrieda IIIId).

Hodnoty koeficientu filtrácie k ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) všetkých skúšaných úsekov neovulkanitov podľa priamych metód sa pohybujú v rozpätí $k = 1,4 \cdot 10^{-7} - 4,6 \cdot 10^{-4}$ s odhadom smerodajnej odchýlky základného

Tab. 87. Prehľad hydraulických parametrov hornín regiónu Vihorlat (Olekšák, orig.).

Stručný opis celku/index na mape	Hydrogeologická funkcia celku	Typ priepustnosti celku	Priemerná hodnota koeficientu prietochnosti T ($m^2 \cdot s^{-1}$)	Variabilita prietochnosti s_Y	Rozloha na povrchu (km^2)	Rozloha na povrchu (%)	Pozn.
fluviálne sedimenty: nivné hliny, íly, piesky, štrky; holocén/ fQ	kolektor	medzizrnová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená	0,817	0,248	odhad
fluviálne sedimenty: piesky, štrky; holocén/ fšQ	kolektor	medzizrnová	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$	nezistená	9,249	2,811	odhad
proluviálne sedimenty: prevažne hliny a štrky (náplavový kužel), holocén/ pQh	kolektor	medzizrnová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená	1,418	0,431	odhad
organické sedimenty: slatinné rašeliný; holocén/ rQ	kolektor	medzizrnová	$3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	nezistená	0,078	0,024	odhad
proluviálne sedimenty: hlinito-piesčité štrky (náplavový kužel), vrchný pleistocén/ pQvp	kolektor	medzizrnová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená	2,780	0,845	odhad
eolicko-deluviálne sedimenty: sprašovitá hliny; vrchný pleistocén/ edQ	izolátor	medzizrnová	$1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-5}$	nezistená	7,764	2,360	odhad
proluviálne sedimenty: reziduálne piesčité štrky, stredný pleistocén/ pQsp	kolektor	medzizrnová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená	0,029	0,009	odhad
organogénne sedimenty: sladkovodný vápenc travertín; vrchný pliocén – spodný pleistocén/ vcQ	kolektor	puklinová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená	0,960	0,292	odhad
gravitačné sedimenty: kamenné moria, sutinové polia, osypy; kvartér nečlenený/ gQ	kolektor	medzizrnová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená	10,576	3,215	odhad
gravitačné polia: blokoviská; kvartér nečlenený/ gbQ	kolektor	medzizrnová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená	24,893	7,566	odhad
deluviálne sedimenty: splachové (ronové) hliny, piesčité hliny; kvartér nečlenený/ dhQ	izolátor	medzizrnová	$1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-5}$	nezistená	0,838	0,252	odhad
deluviálne sedimenty: kamenito-hlinité; kvartér nečlenený/ dkQ	kolektor	medzizrnová	$3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	nezistená	19,631	5,967	odhad
deluviálne sedimenty: hlinito-kamenito-balvanovité (soliflukčné); kvartér nečlenený/ dbQ	kolektor	medzizrnová	$3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	nezistená	25,040	7,611	odhad
lávové prúdy, extrúzie, andezity; vrchný sarmat – spodný panón/ aNV	kolektor	puklinová	$3,0 \cdot 10^{-4}$	0,653	184,976	56,224	
autoklastiká, andezitové brekie v čelách lávových prúdov a extruzívnych telies; vrchný sarmat – spodný panón/ baNV	kolektor	puklinová	$4,2 \cdot 10^{-4}$	0,616	3,048	0,926	
intruzíva, dioritové porfýry; vrchný sarmat – spodný panón/ dpNV	kolektor	puklinová	$3,0 \cdot 10^{-4}$	0,653	0,598	0,182	
diority; vrchný sarmat – spodný panón/ dNV	kolektor	puklinová	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$	nezistená			– iba v reze, odhad

Pokračovanie tab. 87.

Stručný opis celku/index na mape	Hydrogeologická funkcia celku	Typ priepustnosti celku	Priemerná hodnota koeficientu prietochnosti T ($m^2 \cdot s^{-1}$)	Variabilita prietochnosti s_y	Rozloha na povrchu (km^2)	Rozloha na povrchu (%)	Pozn.
vulkanoklastiká, prevažne drobné (tufy, pieskovce, siltovce, ílovce); vrchný sarmat – spodný panón/ vjNV	kolektor	puklinová	$4,2 \cdot 10^{-4}$	0,616	4,682	1,423	
vulkanoklastiká, prevažne hrubé (brekcie, aglomeráty, konglomeráty, pieskovce); vrchný sarmat – spodný panón/ vhNV	kolektor	puklinová	$4,2 \cdot 10^{-4}$	0,616	25,078	7,602	
propylitizované andezitové porfýry a andezity; vrchný sarmat – spodný panón/ paNV	kolektor	puklinová	$3,0 \cdot 10^{-4}$	0,653	6,275	1,905	
argilitizované andezitové porfýry; vrchný sarmat – spodný panón/ aapNV	kolektor	puklinová	$3,0 \cdot 10^{-4}$	0,653	0,054	0,016	
molosové sedimenty – vranovské súvrstvie: ílovce s polohami pieskocov; bádén/ icNS^{VS}	kolektor	medzizrnová	$3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	nezistená	0,019	0,006	odhad
molosové sedimenty – nižnohrabovské súvrstvie: striedanie pieskocov a ílovcov; bádén/ pcNS^{NS}	kolektor	puklinová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená			– iba v reze, odhad
molosové sedimenty – ílovce a prachovce; egenburg/ pNS	izolátor	puklinová	$1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-5}$	nezistená	0,019	0,006	odhad
vnútrokarpatský paleogén – hutianske súvrstvie: ílovce, pieskovce; mladší eocén/ icPG^{HS}	kolektor	puklinová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená	0,200	0,061	odhad
vnútrokarpatský paleogén – borovské súvrstvie: karbonátové zlepenice, pieskovce; stredný eocén/ koPG^{BS}	kolektor	puklinová	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$	nezistená			– iba v reze, odhad
paleogén bradlového pásma – krúžické vrstvy: pieskovce, ílovce, zlepenice, flyšové súvrstvie s prevahou pelitov; stredný eocén – (?) priabón/ fPG^{KV}	kolektor	puklinová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená	0,011	0,003	odhad
magurský paleogén – bystrická jednotka/ fPG^{BJ}	kolektor	puklinová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená			– iba v reze, odhad
magurský paleogén – strihovské súvrstvie: pieskovce, menej ílovce; starší eocén – stredný eocén/ pcPG^{SS}	kolektor	puklinová	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$	nezistená	0,003	0,001	odhad
magurský paleogén – pročské vrstvy: karbonatické pieskovce, ílovce, flyšový vývoj, mladší paleocén – starší eocén/ fPG^{PV}	kolektor	puklinová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená	0,005	0,002	odhad

Pokračovanie tab. 87.

Stručný opis celku/index na mape	Hydrogeologická funkcia celku	Typ priepustnosti celku	Priemerná hodnota koeficientu prietochnosti T ($m^2 \cdot s^{-1}$)	Variabilita prietochnosti s_Y	Rozloha na povrchu (km^2)	Rozloha na povrchu (%)	Pozn.
mezozoikum bradlového pásma – jarmutské vrstvy: pieskovce, zlepenec, ílovec – flyš; krieda, kampán – mástricht/fK ^{JV}	kolektor	puklinová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená			– iba v reze, odhad
mezozoikum bradlového pásma – púchovské sliene: slieňovce, sliene, lokálne vložky pieskovcov; krieda, kampán/sK ^{PS}	kolektor	puklinová	$3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	nezistená	0,010	0,003	odhad
mezozoikum Humenských vrchov – kopiencke súvrstvie, piesčito-krinoidové vápence miestami striedané so slienito-piesčitými bridlicami; jura, hetanž – plienschach/vcJ ^{KS}	kolektor	puklinová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená	0,026	0,008	odhad
mezozoikum Humenských vrchov – karpatský keuper – bridlice, dolomity; trias, norik/bcT ^{KK}	izolátor	puklinová	$1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-5}$	nezistená	0,002	0,001	odhad
mezozoikum Humenských vrchov v celku/M	kolektor	puklinová	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	nezistená			– iba v reze, odhad

s_Y – smerodajná odchýlka zistených hodnôt indexu prietochnosti Y (s parametrom $n - 1$)

súboru $s_Z = 0,645$ a odhadom strednej hodnoty – geometrického priemeru koeficientu filtrácie $G(k) = 1,0 \cdot 10^{-5} m \cdot s^{-1}$ (počet údajov $n = 96$). Interval spoľahlivosti stanovenia priemerných hodnôt $G(k)$ pre 90-percentnú pravdepodobnosť mal rozpätie $7,0 \cdot 10^{-6} - 1,4 \cdot 10^{-5} m \cdot s^{-1}$. Podľa osemstupňovej klasifikácie priepustnosti (Jetel, 1982) sú neovulkanity charakterizované ako mierne priepustné (trieda IV) s veľkou variabilitou (podtrieda IVd).

Pri rozčlenení súborov údajov z neovulkanitov na čiastkové súbory podľa podielu sumárnej hrúbky lávových prúdov, extruzív a intruzív na celkovej dĺžke skúšaného úseku (percentuálne vyjadrenie podielu efuzívnych, extruzívnych a intruzívnych hornín vo vzťahu k prítomnosti vulkanoklastík, ktoré sa tiež podieľali na geologickej stavbe skúšaných úsekov neovulkanitov) a hľadani možných rozdielov v priepustnosti a prietochnosti medzi lávovými prúdmi a vulkanoklastikami sme nedospeli k nájdeniu jednoznačných rozdielov. Súbor so skúšanými úsekmi s dominantným zastúpením lávových prúdov, extruzív a intruzív ($n = 24$) vykazoval odhady: $G(k) = 1,3 \cdot 10^{-5} m \cdot s^{-1}$, $s_Z = 0,618$, $G(T) = 3,0 \cdot 10^{-4} m^2 \cdot s^{-1}$, $s_Y = 0,653$. Súbor s dominantným zastúpením vulkanoklastík ($n = 33$) vykazoval odhady: $G(k) = 7,0 \cdot 10^{-6} m \cdot s^{-1}$, $s_Z = 0,679$, $G(T) = 4,2 \cdot 10^{-4} m^2 \cdot s^{-1}$, $s_Y = 0,616$. Domnievame sa, že prvotné rozdiely v priemernej priepustnosti, ktoré existovali, boli neskôr viac alebo menej zastreté tektonickými procesmi, vznikom puklín pri tuhnutí lávy a exogénnymi činiteľmi.

Porovnanie odhadov stredných hodnôt priepustnosti a prietochnosti kolektorov neovulkanitov s údajmi tých istých kolektorov v iných regiónoch (Slanské vrchy, časť Štiavnických vrchov), ale aj z predchádzajúceho hodnotenia hydraulických parametrov Jetela (1997a) vo Vihorlatských vrchoch nepoukazuje na rozdiely. Bolo preukázané, že odhady koeficientu prietochnosti nášho regiónu spolu s porovnávanými oblasťami neovulkanitov (Slanské vrchy, časť Štiavnických vrchov, Vihorlatské vrchy podľa Jetela, 1997a) majú navzájom veľmi blízke hodnoty. Tie sa pohybujú v rozpätí $G(T) = 5,7 \cdot 10^{-4}$ až $7,1 \cdot 10^{-4} m^2 \cdot s^{-1}$. Tak je to aj pri výpočte dolných a horných hraníc intervalov spoľahlivosti priemerných hodnôt $G(T)$ s 90-percentnou pravdepodobnosťou, kde dolné hranice intervalov spoľahlivosti všetkých

spomínaných území sa pohybujú v rozpätí hodnôt $4,3 \cdot 10^{-4} - 5,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a horné hranice v rozpätí hodnôt $7,6 \cdot 10^{-4} - 9,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Odhady stredných hodnôt koeficientu filtrácie nášho regiónu v porovnaní s ostatnými hodnoteniami sú taktiež veľmi blízke. Odhady geometrického priemeru koeficientu filtrácie všetkých oblastí spoločne majú rozsah $G(k) = 1,0 \cdot 10^{-5} - 1,9 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Dolné hranice intervalov spoľahlivosti stanovenia priemernej hodnoty koeficientu filtrácie $G(k)$ pre 90-percentnú spoľahlivosť sa pohybujú v rozmedzí $7,0 \cdot 10^{-6} - 1,2 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a horné hranice intervalov sa pohybujú v rozmedzí $1,4 \cdot 10^{-5} - 2,7 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

V textovej časti sú podané aj výsledky s aplikáciami nepriamych metód stanovenia hydraulických parametrov neovulkanitov Vihorlatu. Použité boli 3 nepriame metódy: hydrochemická metóda odhadu priemernej priepustnosti a prietočnosti vychádzajúca z chemického zloženia vôd zostupných prameňov, hydrometrická metóda odhadu priemernej dnovej (dolinovej) prietočnosti a hydrometrická metóda odhadu priemernej prietočnosti podľa integrálnej geomorfometrickej charakteristiky územia. Rozbor potvrdil možné aplikácie týchto metód aj v horských regiónoch neovulkanitov. Boli inovované metodické postupy na spresnenie nepriameho odhadu priemernej priepustnosti a prietočnosti práve pre regióny neovulkanitov.

Dôležitým prvkom geologickej stavby Vihorlatu je generálne južný až juhozápadný úklon bázy komplexu neovulkanitov. Na severnej strane pohoria báza neovulkanitov prebieha nad úrovňou hlavnej eróznej bázy územia, tvorenej korytom Cirochy (150 – 210 m n. m.), na výškovej úrovni približne 230 až 350 m n. m. Z východu prebieha kontakt neovulkanitov s podložnými paleogénnymi sedimentmi magurského flyšu vysoko nad drenážnou bázou, na úrovni okolo 500 m n. m. Na južnom okraji pohoria sa lávové prúdy andezitov v plytkom južnom úklone ponárajú pod mladšie sekvencie molasových sedimentov a laterálne sa stýkajú s humenským mezozoikom. Z uvedených dôvodov sú podzemné vody neovulkanitov infiltrujúce zo zrážok na severnom a východnom okraji pohoria odvodňované vrstvovými a bariérovými prameňmi na styku s podložnými menej priepustnými kolektormi, no skôr sú odvodňované skrytými prestupmi v dolinách miestnych tokov v lokálnych subsystémoch prúdenia, alebo nastupujú hlbší obeh južným smerom. Západný okraj pohoria v úseku medzi Oreským a Vinným je charakteristický obdobnou výškovou pozíciou bázy neovulkanitov (160 m n. m.) nad miestnou eróznou bázou, ktorú tvorí koryto Laborca (120 – 140 m n. m.). Styk neovulkanitov (kolektor) s podložnými neogénnymi sedimentmi (izolátor) nie je v tomto úseku sprevádzaný významnými bariérovými prameňmi, podzemné vody z tejto oblasti prúdia južným smerom a čiastočne skryto sa odvodňujú do Trnavského potoka, prípadne Vinianky, no skôr sa stávajú súčasťou hlbšieho obehu. V regióne je hlbší obeh podzemných vôd generálne usmernený predovšetkým južným smerom do sedimentov Východoslovenskej nížiny. Veľká časť podzemných vôd tohto obehu je ešte v neovulkanitoch, v oblasti južného ohraničenia regiónu, zachytávaná hydrogeologickými vrtmi a vodárensky využívaná. Práve v tejto časti regiónu pri hydrodynamických skúškach vo vrtoch bolo dosiahnuté najvyššie maximálne čerpané množstvo podzemnej vody. Konkrétne išlo o vrty HVZ-4 v Hlivištiach (maximálne čerpané množstvo $Q_{max} = 25,64 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri príslušnom znížení $s = 6,5 \text{ m}$, vrt č. 110 prílohy 5), prelivový vrt HKJ-2 v Jovsi ($Q_{max} = 16,12 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri $s = 15,9 \text{ m}$, vrt č. 86 prílohy 5), vrt HVZ-5 vo Vyšnej Rybnici ($Q_{max} = 16,06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri $s = 15,4 \text{ m}$, vrt č. 105 prílohy 5), prelivový vrt HKJ-3 v oblasti Kusín – Jovsa ($Q_{max} = 14,92 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri $s = 15,45 \text{ m}$, vrt č. 87 prílohy 5), vrt HVZ-9 v Kusíne ($Q_{max} = 12,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri $s = 12,83 \text{ m}$, vrt č. 74 prílohy 5), vrt HP-1 v Porube pod Vihorlatom ($Q_{max} = 10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri $s = 16,99 \text{ m}$, vrt č. 93 prílohy 5) a iné.

Z celkového počtu 877 výverov podzemných vôd zaznamenaných na území bolo 669 výverov zdokumentovaných z kolektorov neovulkanitov. Výdatnosť výverov z neovulkanitov ($n = 669$) sa pohybovala od $0,01$ do $20,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $0,08 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Merná elektrická vodivosť vody ($n = 641$) sa pohybovala od $3,9$ do $33,3 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$ s mediánom $9,3 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$. Teplota vody ($n = 653$) dosahovala rozpätie $4,0 - 20,2 \text{ }^\circ\text{C}$ s mediánom $10,4 \text{ }^\circ\text{C}$.

Priemerný merný základný odtok neovulkanitov podľa Baja et al. (1976) mal hodnotu $2,73 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Najvyššie priemerné hodnoty merného základného odtoku vykázalo za sledované obdobie rokov 1972 až 1974 (Bajo a Szabová, 1976) povodie Barnova ($6,94 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $9,76 \text{ km}^2$), povodie Okny (Vyšná Rybnica: $5,27 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $51,09 \text{ km}^2$) a čiastkové povodie Kamenice ($4,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $56,83 \text{ km}^2$). Najnižšie hodnoty merného základného odtoku majú povodia Skalného potoka

($0,521 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $11,34 \text{ km}^2$), Kalužského potoka ($0,621 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $5,18 \text{ km}^2$) a Žiarovnice ($0,891 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, plocha $8,04 \text{ km}^2$).

Na základe merania okamžitého prietoku povrchových tokov v 213 hydrometrických profiloch boli identifikované viaceré úseky skrytého prestupu podzemnej vody do tokov alebo úseky infiltrácie povrchovej vody do zvodnencov. Významné prestupy podzemnej vody do povrchového toku boli preukázané v hornom úseku Kamenice, na troch úsekoch potoka Okna, na ľavom prítoku potoka Barlahov – potoku Bystrá – a na prítokoch Kamenice – potokoch Meše, Suchý potok a Konský potok. Významná strata povrchovej vody z toku bola zaznamenaná aj v dolnom úseku potoka Kamenica a potoka Hypkaňa.

Z vyčlenených hydrogeochemických skupín podzemných vôd prvého kolektora pod povrchom majú na území Vihorlatu najvyššie zastúpenie podzemné vody s petrogénnou, silikátogénnou mineralizáciou (95,6 % celkovej rozlohy hodnoteného územia), viazanou na neovulkanity andezitového zloženia a ich deluviálny pokryv. Podzemné vody s fluviogénnou mineralizáciou, viazané na nívne a proluviálne sedimenty miestnych povrchových tokov, zaberajú asi 4,3 % rozlohy. Nepatrnú zostávajúcu časť hodnoteného územia zaberajú petrogénne typy mineralizácie podzemných vôd, viazaných na podložné molasové a flyšové sedimenty, prípadne karbonátové horniny mezozoika.

Silikátogénnu mineralizáciu podzemných vôd prameňov, odvodňujúcich neovulkanity a ich kvartérny pokryv, reprezentujú hlavne A_2 základné, $\text{Ca}-(\text{Mg})-\text{HCO}_3$ chemické typy s približne neutrálnou reakciou, s priemernou celkovou mineralizáciou $120 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ pre efuzívne, extruzívne a intruzívne typy neovulkanitov andezitového zloženia, $145 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ pre vulkanoklastiká a $164 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ pre ich deluviálny pokryv. Hlbší obbeh podzemných vôd v tomto prostredí, overený vrtmi, je charakteristický nárastom podielu Gazdovej charakteristiky A_1 a A_2 za zvýšenia priemernej mineralizácie na úroveň približne $230 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. S nárastom mineralizácie sa vyhraňuje chemické zloženie podzemných vôd smerom k $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ typu. Vypočítané hodnoty parciálneho tlaku CO_2 , indikujúce podmienky formovania mineralizácie podzemných vôd, spadajú do intervalu medzi charakteristické hodnoty pre atmosféru a pôdny vzduch. Uvedených fakt poukazuje na zanedbateľný vplyv hlbinného CO_2 pri formovaní chemického zloženia podzemných vôd.

V plošnom zastúpení kvalitatívnych tried podzemných vôd absolútne prevláda trieda B (99 % rozlohy územia), daná nepriaznivým obsahom $\text{Ca}+\text{Mg}$, nízkym obsahom rozpusteného kyslíka, prípadne nevyhovujúcou reakciou vôd. Podiel rozlohy výskytu podzemných vôd ostatných kvalitatívnych tried je zanedbateľný. S ohľadom na charakter obehu prírodných vôd a súčasné antropogénne aktivity na území rizikovými faktormi vzhľadom na ovplyvnenie kvalitatívnych vlastností podzemných vôd sú predovšetkým kvalita zrážkových vôd a spôsob vykonávania hospodárskych aktivít v miestnych lesoch. V obývaných areáloch a rekreačných zónach je dôležité dodržiavanie kvalitatívnych podmienok vypúšťania odpadových vôd a zamedzenie ich ilegálnym únikom.

Z výskytu banských vôd sme v regióne v prostredí redeponovaných pyroklastík stratovulkánu Kyjov zdokumentovali výtok zo štólne lokalizovanej $1,5 \text{ km}$ SV od obce Trnava pri Laborci v lokalite Malinová (objekt č. 8, príloha č. 3). Odhadnutá výdatnosť výtoku dosahovala $0,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplota vody $11,2 \text{ }^\circ\text{C}$. Ide o vodu (výsledky analýz chemického zloženia 2 vzoriek Baja et al. (1976) a novej vzorky zo dňa 28. 9. 2004) $A_2-S_2(\text{SO}_4)$ prechodného, $\text{Ca}-\text{SO}_4-\text{HCO}_3$ typu s mineralizáciou $140 - 152 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Zo stopových prvkov je nad medzou stanovenia obsah $\text{Cu} = 0,007 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, $\text{Zn} = 0,008 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a $\text{Al} = 0,39 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Chemickým zložením sa voda výtoku zo štólne neodlišuje od prírodných výverov oblasti, ide o vodu so silikátogénnou mineralizáciou.

Na území Vihorlatu sa nachádza len jeden registrovaný zdroj minerálnej vody – vrt J-2 Jovsa (vrt č. 85, príloha č. 5). Vrt je hlboký 250 m , s otvoreným úsekom v intervale $200 - 250 \text{ m}$ v jurských krinoidových vápencoch a vápencových brekciách mezozoika Humenských vrchov. Ide o vodu (výsledky analýzy chemického zloženia vzorky zo dňa 12. 9. 2006) A_1 zmiešaného, $\text{Na}-\text{HCO}_3-\text{Cl}$ chemického typu, s celkovou mineralizáciou $865 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. V jej chemickom zložení prevažuje Gazdova zložka A_1 (38,7 %), nasledovaná zložkami A_2 (31,8 %) a $S_1(\text{Cl})$ (26,6 %). Nejde teda o typickú karbonátogénnu mineralizáciu vody, jej zloženie je prejavom vertikálnej hydrogeochemickej zonálnosti. Charakter minerálnej vody má voda tohto zdroja vďaka zvýšenému obsahu fluoridov a sírovodíka. Teplota vody pri odbere uvedenej vzorky dosahovala $19,2 \text{ }^\circ\text{C}$, výdatnosť prelivu $0,104 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Zvýšený obsah fluoridov sme zistili aj v podzemnej vode vrtu s miestnym názvom Barbora (vrt č. 113, príloha č. 5), situovaného v propylitizovanom komplexe andezitových porfýrov a andezitov v doline potoka Okna cca 3 km J od k. Sninský Kameň. Výsledky analýzy chemického zloženia vzorky zo dňa 12. 9. 2006 dokladajú vodu A₁ nevýrazného, Ca-Na-HCO₃ chemického typu, s celkovou mineralizáciou 197 mg · l⁻¹. Charakter minerálnej vody má voda tohto zdroja vďaka zvýšenému obsahu fluoridov. Teplota vody pri odbere uvedenej vzorky dosahovala 14,1 °C, výdatnosť prelivu bola 0,06 l · s⁻¹.

Pre územie pôvodného rajónu V 100 Neovulkanity Vihorlatských vrchov bol KKZ v roku 1978 (hranica hydrogeologického rajónu bola v roku 1995 upravená SHMÚ) schválený výpočet využiteľného množstva podzemnej vody 300 l · s⁻¹ v kategóriách C₁ a C₂ (z toho 125 l · s⁻¹ v kategórii C₁). Pri stanovení hodnoty využiteľného množstva 300 l · s⁻¹ na vtedajšiu hodnotenú plochu rajónu neovulkanitov 428 km² pre neovulkanity vychádza modul využiteľného množstva 0,70 l · s⁻¹ · km⁻².

V roku 2003 bolo podľa údajov SHMÚ z regiónu sumárne využívaných 96,4 l · s⁻¹. Za rok 2004 sa odoberalo v priemere 97,10 l · s⁻¹. V hodnotenom regióne sa nachádza 84 objektov, na ktorých SHMÚ eviduje potenciálneho užívateľa, no podzemná voda je podľa ich údajov vodárensky využívaná len z 39 objektov.

Výdatnosť vodárensky využívaných prameňov, ktorých je v regióne podľa SHMÚ 21, dosiahla za rok 2003 sumár 13,3 l · s⁻¹, za rok 2004 sumár 10,1 l · s⁻¹. Odbery z prameňov sú využívané výlučne vodárenskými spoločnosťami a obecnými vodovodmi na zásobovanie obyvateľov pitnou vodou. Vodovod Porúbka – Chlmec – Humenné využíva okrem zdrojov mimo územia aj vodu z prameňov Maximka 1 až 8 a pramene Piesky 1 – 2 v Porúbke, vodovod v Modre nad Cirochou odoberá vodu z Prameňa kpt. Nálepku, obecný vodovod Dlhé nad Cirochou odoberá vodu z prameňa Pánske košariská, vodovod Zemplínske Hámre – Snina na území odoberá vodu z 5 prameňov zachytených v Zemplínskych Hámroch, vodovod v Strihovciach využíva podzemnú vodu 1 zachyteného prameňa a vodovod Remetské Hámre využíva vodu 2 prameňov Pod Lysakom.

Čerpaných – vodárensky využívaných – hydrogeologických vrtov je 18 z celkového počtu 84 evidovaných objektov SHMÚ. Na čerpané vrty pripadá priemerná výdatnosť 4,6 l · s⁻¹ (rok 2003) až 4,8 l · s⁻¹ (rok 2004). Všetky využívané vrty s nahláseným odberom SHMÚ sa nachádzajú na južnej strane regiónu. Prevažná väčšina vrtov je vodárensky využívaná na pitné účely, ide o zdroje vody skupinového vodovodu Michalovce, vodovodov v Kusíne, v Kaluži a v Klokočove.

Hlavné perspektívy získania ďalších vodárenských zdrojov podzemných vôd vzhľadom na skutočnosť, že podstatná časť významnejších prameňov na území je vodárensky využívaná, vidíme predovšetkým vo vrtoch. V južnej časti regiónu už boli možnosti využívania podzemných vôd z vrtov zdokumentované v dostatočnej miere, a preto tu už nie je možné hľadať priestor na zabezpečenie ďalšieho významného množstva. Ako perspektívne sa ukazuje (Bajo a Szabová, 1976; Jetel, 1997a) povodie Kamenice na severe regiónu. Podzemné vody sú tu doteraz vodárensky využívané odberom z prameňov. Hydrometrovaním sme preukázali vysoké prestupy podzemných vôd do Kamenice a jej prítokov. Samotné povodie v čase prieskumu Baja et al. (1976) vykazovalo aj vysokú hodnotu merného základného odtoku 4,50 l · s⁻¹ · km⁻² (plocha čiastkového povodia bola 56,83 km²). Potenciálnym problémom tu zostáva stret záujmu s vojenským výcvikovým priestorom Valaškovce, ktorý prevažne v povodí Kamenice vykonáva cvičnú vojenskú činnosť.

Ďalšie výskumné aktivity na území by bolo vhodné zamerať aj na skúmanie vplyvu kvality zrážkových vôd na chemické zloženie a kvalitu podzemných vôd neovulkanitov. Malo by ísť predovšetkým o sledovanie zmien koncentrácie a špeciácie hliníka a ďalších stopových prvkov ako odrazu zmien pH zrážkovej vody. Potrebné je taktiež získanie chýbajúcich údajov o úrovni znečistenia podzemných vôd látkami organického pôvodu, ktorých lokálne úniky nie sú vylúčené počas hospodárskej činnosti v lesoch a v osídlených areáloch a pri prevádzke bojovej techniky vo vojenskom obvode Valaškovce.

11. LITERATÚRA

A

- Adamčík, P., 1966: Vinné – hydrogeologický vrt. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Adamčík, P., 1974: Vyšná Rybnica – vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu VR-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Atlas krajiny Slovenskej republiky. 1. vyd. Bratislava, 2002: Ministerstvo životného prostredia SR; Banská Bystrica, Slovenská agentúra životného prostredia, 344 s.

B

- Bacsó, Z., 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. *Miner. Slov.* (Bratislava), 11, 21 – 53.
- Bacsó, Z., 1986: Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov. *Miner. Slov.* (Bratislava), 18, 2, 97 – 120.
- Bacsó, Z. a Ďuda, R., 1988: Metalogenéza a rudné formácie rudného poľa Remetské Hámre. *Miner. Slov.* (Bratislava), 20, 3, 193 – 220.
- Bajo, I. a Szabová, A., 1976: Vihorlat – Popričný, vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Záverečná správa s ocenením zásob podzemných vôd k 30. 10. 1974. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 181 s.
- Bajo, I., Bujalka, P. a Haluška, M., 1983: Hydrogeológia neovulkanitov Slanských a Vihorlatských vrchov. Bratislava, *Miner. Slov. – Monogr.*, 1, 126.
- Baňacký, V., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Východoslovenskej nížiny (1 : 50 000). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 117 s.
- Baňacký, V. a Krippel, E., 1964: Nálezová správa o rašeliniskách v pohorí Vihorlat. Manuskript. Bratislava, archív GS SR.
- Baňacký, V. et al., 1967: Mladotektonické pomery širšej oblasti Podvihorlatia a ich odraz v najmladšom vulkanizme. Zbor. Východoslov. Múz. (Košice), Sér. A, Geologické vedy, VIII. A., 5 – 11.
- Baňacký, V., Vass, D., Kaličiak, M., Remšík, A. a Pospíšil, L., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 severnej časti Východoslovenskej nížiny. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív GS SR.
- Beudant, F. S., 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année. Paris, 1822.
- Blažkovičová, L., Podolinská, J., Liová, S., Fabišíková, M., Lupták, L., Rischanecková, M. a Marikovičová, J., 2004: Hydrologická ročenka povrchové vody. Bratislava, SHMÚ, 177 s.
- Bodnár, J. et al., 1994: Mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií (MGII). Región Vihorlatské a Humenské vrchy. Záverečná správa. Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Brodňan, J., Dobra, E., Polášek, S., Prokšová, D., Račický, M., Slávik, J. a Sýkorová, V., 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. *Geol. Práce, Zoš.*, 52, 6 – 69.
- Bukvová, J., 1977a: Zemplínska šírava – stredisko Hôrka – Kamenec. Záverečná správa hydrogeologického prieskumu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bukvová, J., 1977b: Zemplínska šírava – učebno-rekreačné stredisko UPJŠ Košice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

D

- Daniel, J., Lučivjanský, L. a Stercz, M., 1996: Geochemický atlas Slovenska. Prírodná rádioaktivita hornín. Bratislava, GS SR.
- Dub, O. a Němec, J., 1969: Hydrologie. Praha, SNTL – Nakladatelství technické literatury.
- Džubera, A., 1966: Správa o vyhľadávaní Hg zrudnenia v oblasti Ladomirov – Michajlov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 194 s.

F

- Filo, M. a Pospíšil, L., 1972: Remetské Hámre – Hg. Geofyzikálny prieskum za rok 1971. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.
- Filo, M., Medo, S. a Pospíšil, L., 1975: Remetské Hámre – Hg, geofyzikálny prieskum 1971 – 1973. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 47 s.
- Franko, O., Fusán, O., Král, M., Remšík, A., Fendek, M., Bodiš, D., Drozd, V. a Vika, K., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, GÜDŠ, 230 s.

G

- Gašpariková, V. a Slávik, J., 1967: Spodný tortón s. l. v severozápadnej časti Vihorlatu. Geol. Práce, Zpr., 43, 119 – 124.
Gazda, S., 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. Hydrogeol. Ročen. (1969 – 1970), Praha – Brno, 122 – 126.
Gazda, S., 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie, II. časť. Bratislava, Slov. geol. úrad – Št. Geol. Úst. D. Štúra, 43 – 50.

H

- Hudáček, Š., 1971: Správa o výsledku informatívnej čerpacej skúšky prevedenej na jestvujúcej kopanej studni v areáli PT. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

CH

- Charatišvili, L. A. a Zedginidze, S. N., 1969: Metodika opredelenija koeficienta vodoprovodivosti vodonosnych gorizontov v gornoskladčatych rajonach bez provedenija specialnych burovych i opytnych rabot. Sov. Geol. (Moskva), 12, 7, 125 – 128.

I

- Ivan, L., 1951: Poznámky k vihorlatským jazerám. Geol. Sbor., 2 s.

J

- Jetel, J., 1975: Application of information entropy in hydrogeochemistry and in hydrogeochemical maps. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 50, 1, 33 – 36.
Jetel, J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami na vrtech. Knih. Ústř. Úst. geol. (Praha), 58, 248.
Jetel, J., 1985: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. Metod. Příruč. Ústř. Úst. geol. (Praha), 1, 147.
Jetel, J., 1989: Relationship between hydrogeochemical characteristics of near-surface zone of rock massif and hydrodynamic conditions. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., 8, 67 – 104.
Jetel, J., 1990: Praktické dôsledky priestorovej neuniformity prietochnosti prípoверхovej zóny v hydrogeologickom masíve. Geol. Průzk., 32, 42 – 46.
Jetel, J., 1993a: Stanovenie hydraulických parametrov hornín pre regionálne prognózy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 177 s.
Jetel, J., 1993b: Priepustnosť a prietochnosť neovulkanitov v južnej časti Slanských vrchov. Geol. Práce, Spr., 98, 83 – 93.
Jetel, J., 1996: Hydrogeológia. In: Kaličiak, M. (ed.): Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť. Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 123 – 158.
Jetel, J., 1997a: Hydrogeológia. In: Žec, B. (ed.): Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov. Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 178 – 193.
Jetel, J., 1997b: Metodické postupy hodnotenia priemernej prietochnosti a priepustnosti v horských oblastiach nepriamymi metódami. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 85 s.
Jetel, J., 1999a: Regionálne zhodnotenie hydraulických parametrov hornín a jeho aplikácia v modelovom území neogénnych kolektorov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 102 s.
Jetel, J., 1999b: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa Lubovnianskej vrchoviny a Pienin. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 108 s.
Jetel, J., 2002a: Stanovenie hydraulických parametrov hornín hydrodynamickými skúškami. Miner. Slov. (Bratislava), 34, 5 – 6, 251 – 262.
Jetel, J., 2002b: Hodnotenie priemernej prietochnosti a priepustnosti v horských územiach nepriamymi metódami. Podzemná voda, 7, 2, 24 – 30.
Jetel, J. a Rybářová, L., 1983: Závislost chemizmu podzemních vod v přípoверхové zóně rozpukaných horninových masívů na rychlosti proudění. Manuskript. Praha, archív Českej geologickej služby, 62 s.
Jetel, J. a Rybářová, L., 1985: Vztah hydrogeochemických a hydrodynamických charakteristik v rozpukaných horninách. Závěrečná zpráva. Manuskript. Praha, archív Českej geologickej služby – Manuskript. archív Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 57 s.
Jetel, J. a Kullman, E., 1987: Nepriame stanovenie priemernej prietochnosti horninových telies pre zostavovanie hydrogeologických máp. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 83 s.
Jetel, J. a Kullman, E., 1989: Nepriame určenie priemernej prietochnosti z podzemného odtoku a výdatnosti prameňov. Region. Geol. Západ. Karpát, 25, 242 – 257.
Jetel, J., Nemčok, J. a Tkáč, J., 1993: Hydrogeologický výskum Spišskej Magury. Závěrečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 222 s.
Jetel, J. a Vranovská, A., 1997: Priepustnosť a prietochnosť hornín paleogénu Hornádskej kotliny. Miner. Slov. (Bratislava), 29, 3, 218 – 226.

Jetel, J., Sihelníková, A. a Šoltéssová, E., 1998: TIBREG, prieskum prírodných zdrojov vo vzťahu k životnému prostrediu. Hydrogeologická mapa mierky 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

K

- Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1984: Štruktúrno-vulkanologická schéma Vihorlatu a Popriečného v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív GS SR.
- Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Žec, B., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape – listy: 38-312; 38-214; 38-232; 38-234; 38-241; 38-243; 38-412. Manuskript. Bratislava, archív GS SR, 148 s.
- Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 18, 98.
- Karniš, J. a Kvitkovič, J., 1970: Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. Bratislava, SPN, 5 – 220.
- Kawano, M. a Tomita, K., 2001: TEM-EDX study of weathered layers on the surface of volcanic glass, bytownite, and hypersthene in volcanic ash from Sakurajima volcano, Japan. Amer. Mineralogist, 86, 284 – 292.
- Kissane, S., Phelan, L., Kullman, E., Šalaga, I. a Charalambous, A. N., 1997: Evaluation of groundwater resources in Slovakia. Project Management Limited. Dublin. Ireland. Manuskript. Bratislava, archív SHMÚ.
- Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1977: Minerálne vody Slovenska. Balneografia a krenografia, zv. 1, zv. 2. Vyd. Osveta, 1 035 s.
- Krásný, J., 1993: Classification of transmissivity magnitude and variation. Ground Water, 31, 2, 230 – 236.
- Krásný, J. a Kněžek, M., 1977: Regional estimate of ground-water run-off from fissured rocks on using transmissivity coefficient and geomorphologic characteristics. J. Hydrol. Sci. (Warszawa), 4, 2, 149 – 159.
- Kreutz, V., 1871: Das Vihorlat-Gutin-Trachytgebirge. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien).
- Krippel, E., 1971: Postglaciálny vývoj vegetácie východného Slovenska. Geogr. Čas., 23, 3, 225 – 241.
- Krippel, E., 1986: Postglaciálny vývoj vegetácie Slovenska. Bratislava, Veda, 9 – 307.
- Križáni, I. a Džubera, A., 1972: Lodomirov – Michajlov – Hg. Záverečná správa z vyhľadávacieho prieskumu. Manuskript. Bratislava, archív GS SR.
- Kullman, E. ml., Patschová, A., Mihálik, F., Leitmann, Š., Gavurník, J., Sopková, M., Možiešiková, M. a Juráčková, D., 2005: Štátna vodohospodárska bilancia SR. Vodohospodárska bilancia za rok 2004, časť podzemné vody. Bratislava, SHMÚ.
- Kullman, E. ml., Malík, P., Patschová, A. a Bodiš, D., 2005: Vymedzenie útvarov podzemných vôd na Slovensku v zmysle rámcovej smernice o vodách 2000/60/ES. Podzemná voda, 1, 11, 5 – 18.

L

- Leško, B., 1954: Vývin východoslovenských jazier. Geogr. Čas., 6, 3 – 4, 175 – 191.
- Leško, B., Seneš, J., Kuthan, M., Kvitkovič, J., Franko, O. a Zorkovský, V., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSR 1 : 20 000, list Snina (M-34-XXIX). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 134 s.
- Leško, B. a Slávik, J., 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. Geol. Práce, Spr., 47, 131 – 149.
- Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M. a Hojstričová, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 57 – 69.
- Lexa, J. a Kaličiak, M., 2000: Geotectonic aspects of the Neogene volcanism in Eastern Slovakia. Miner. Slov. (Bratislava), 32, 205 – 210.
- Lundström, U. a Öhman, L. O., 1990: Dissolution of feldspar in the presence of natural, organic solutes. J. Soil Sci., 41, 359 – 369.

M

- Matějka, A. (ed.), Buday, T., Březina, J., Cicha, I., Čechovič, V., Čtyroky, P., Dornič, J., Eliáš, M., Fusán, O., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Kuthan, M., Kvitkovič, J., Marschalko, R., Mazúr, E., Nemčok, J., Porubský, A., Pesl, V., Slávik, J., Straník, Z., Švagrovský, J. a Zorkovský, B., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXII – M-34-XXVIII Zborov – Košice. Bratislava, Ústr. Úst. geol., 254 s.
- Mazúr, E. a Lukniš, J., 1980: Geomorfologické členenie SSR. In: Atlas Slovenskej socialistickej republiky. Bratislava, Slov. Akad. Vied.
- Medveď, J., 1981: Kaluža – Klokočov. Hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Medveď, J., 1985: Hydrogeologický prieskum pre zabezpečenie rekreačných zariadení pitnou vodou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Medveď, J., 1986a: Vihorlat – Popričný, II. etapa – lokalita Hlivišťa – účelový hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 48 s.
- Medveď, J., 1986b: Vihorlat – Popričný, II. etapa – účelový hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Medveď, J., 1986c: Účelový hydrogeologický prieskum využitia podzemných vôd neovulkanitov pre zabezpečenie okresu Michalovce vodou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Medveď, J., 1988a: Záverečná správa o hydrogeologickom prieskume (HZ-1, HZ-2 Remetské Hámre). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Medveď, J., 1988b: Poruba pod Vihorlatom – predbežný hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Medveď, J., 1989: Záverečná správa o hydrogeologickom prieskume Kusín – Jovsa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Medveď, J., 1990: Hydrogeologický prieskum pre úžitkové a pitné účely (Choňkovce). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Medveď, J. et al., 1986: Vihorlat – Popričný, účelový hydrogeologický prieskum, I. etapa – lokalita Remetské Hámre. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 51 s.
- Mlynárčík, M. a Petrivaldský, P., 1985: Sobranecké kúpele – ochranné pásma. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

O

- Olekšák, S., 2001: Hydraulické parametre hornín hydrogeologického rajónu VN 111 Neovulkanity Slanských vrchov. Rigorózna práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 50 s.
- Olekšák, S., 2002a: Priepustnosť a prietočnosť neovulkanitov vybraných území Slovenska. Podzemná voda (Bratislava), 8, 1, 5 – 16.
- Olekšák, S., 2002b: Hydraulické parametre hornín širšieho okolia Levíc. Podzemná voda (Bratislava), 8, 2, 133 – 140.
- Olekšák, S., 2003: Use of chemical analysis of descending spring waters for permeability and transmissivity of the rock environment. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 9, 2 – 3, 193 – 196.
- Olekšák, S., 2004a: Využitie nepriamych metód hodnotenia priemernej prietočnosti a priepustnosti v horských oblastiach neovulkanitov. Dizertačná práca. Bratislava, PriF UK, 80 s.
- Olekšák, S., 2004b: Účelová hydrogeologická mapa povodia Popradu a hornej Torysy. In: Pramuka, S. et al.: Súbor máp geofaktorov ŽP regiónu povodia Popradu a hornej Torysy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Olekšák, S. a Jetel, J., 2005: Aplikácia nepriamej hydrometrickej metódy odhadu prietočnosti v neovulkanitoch východného Slovenska. Miner. Slov. (Bratislava), 3, 37, 423 – 425.
- Orlický, O., Pagáč, I. a Slávik, J., 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. Geol. Zbor. Geol. carpath., 21, 1, 153 – 166.
- Ostrolucký, J., 1979: Trnava pri Laborci – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

P

- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konečný, V., Kovács, M., Márton, E., Kaličiak, M., Széky-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E. a Žec, B., 1995: Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. Acta Vulcanologica, Special Issue Neogene and related magmatism in the Carpatho–Pannonian Region, Vol. 7 (2), Pisa–Roma, 15 – 28.
- Pospíšil, L. a Filo, M., 1985: A contribution of the complex geophysical investigation to the solution of the geological structure of the Vihorlat mountain group. Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz. (Praha), 19, 9–29.
- Porubský, A., 1959: Hydrogeologický prieskum vodného zdroja v Tibave. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Príhoda, J., 1966: Zpráva o prevedení hydrogeologického prieskumného vrtu (KL-1 Kaluža). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Príhoda, J., 1967: Zpráva o vykonaní prieskumného vrtu (MH-1 Kaluža). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

R

- Rapant, S., Bodiš, D. a Vrana, K., 1996: Geochemický atlas SR. Podzemné vody. Bratislava, GS SR.
- Repčok, I., Kaličiak, M. a Bacsó, Z., 1988: Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska určený metódou stôp po štiepení uránu. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 11, 75 – 88.
- Repka, P., 1960: Správa o prevedenom hydrogeologickom prieskume pre JRD Hlivišťa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Richthofen, F., 1858: Bericht über die Übersichtsaufnahme in nordöstlichen Ungarn. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien).
- Richthofen, F., 1860: Tertiäre eruptivgesteine v. Ungarn u. Siebenbürgen. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien).
- Rusina, L., 1978: Záverečná správa Zemplínska šírava, stredisko Paľkov II, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rusina, L., 1985: Záverečná správa (Vinné). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

S

- SHMÚ, 1991: Zborník prác SHMÚ v Bratislave, Zv. 33/I. Klimatické pomery na Slovensku. Vybrané charakteristiky. Bratislava, Vyd. Alfa, 208 s.
- Schott, J., 1990: Modelling of the dissolution of strained and unstrained multiple oxides: The surface speciation approach. In: Stumm, W. (ed.): Aquatic chemical kinetics. Wiley, New York, 337 – 365.

- Slávik, J., 1958: K otázke vzniku jazera Veľké Okno a jeho kotliny vo Vihorlate. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 49 s.
- Slávik, J., 1969: Záverečná správa z vyhladávacieho prieskumu Vihorlat – Popričný – polymetalické rudy so stavom k 1. 1. 1969. Manuskript. Bratislava, archív GS SR.
- Slávik, J., 1970: Minerály rozsypov vulkanitov Vihorlatu, ich geologický a prospekčný význam. Miner. Slov. (Bratislava), 2, 7, 231 – 248.
- Slávik, J., Horváth, I. a Kotras, J., 1961: Záverečná správa a výpočet zásob Oreské – tufity. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív GS SR.
- Slávik, J., Čverčko, J. a Rudinec, R., 1968: Geology of Neogene volcanism in East Sloviaka. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 44 – 45, 215 – 239.

Š

- Škvarka, L. (ed.), 1985: Základná hydrogeologická mapa ČSSR 1 : 200 000, list 38 Michalovce. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Škvarka, L. et al., 1976: Hydrogeológia územia listu 38 Michalovce mapy ČSSR 1 : 200 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 314 s.
- Šuba, J., Bujalka, P., Cibulka, L., Frankovič, J., Hanzel, V., Kullman, E., Porubský A., Pospíšil, P., Škvarka, L., Šubová, A., Tkáčik, P. a Zakovič, M., 1984: Hydrofond 14. Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. 2. vyd. Bratislava, SHMÚ, 308 s.

T

- Täuber, A., 1913: Lage und Beziehungen einiger tertiärer Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren oder Grossen Seen. NJMPG 36, Stuttgart.
- Tkáčik, R., Mlynarčík, M. a Petrivaldský, P., 1994: Minerálne vody Sobraneckých kúpeľov a ich ochrana. In: Vedecký zborník z medzinárodného sympózia „Minerálne vody východného Slovenska“, Lipovce, 61 – 76.
- Tomlain, J., 1997: Rozloženie evapotranspirácie na území Slovenska za obdobie 1961 – 1990. Podzemná voda (Bratislava), 3, 1, 5 – 23.
- Túnyi, I., Márton, E., Žec, B. a Vass, D., 2005: Paleomagnetizmus neovulkanitov Vihorlatských vrchov. Miner. Slov. (Bratislava), 3, 37, 268 – 271.

V

- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Růžička, M. a Vaškovský, I., 1988: Vysvetlivky k mape Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR v mierke 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vološčuk, I. a Terray, J., 1987: Chránená krajinná oblasť Vihorlat. Bratislava, Príroda, 287 s.
- Vondráček, L., 1971: Jovsa – hydrogeologický a inžinierskogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

W

- Wagner, J., 1969: Vyšná Rybnica – hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Wilson, M. J., 2004: Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. Clay Miner., 39, 233 – 266.

Z

- Zakovič, M., Bodiš, D. a Lopašovský, K., 1993: Vysvetlivky ku hydrogeologickej mape Šarišskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Záviš, V., Pristašová, L., Caudt, L., Hubáč, P., Sandranus, M., Fodorová, V., Hudáček, J. a Repčiak, M., 1996: Slovensko – návrh sanácie starých bankových diel – inventarizácia, vyhladávací prieskum, stav k 31. 12. 1996. Bratislava, GS SR, 197 s.

Ž

- Žák, D., 2002: Účelová hydrogeologická mapa regiónu Vranov – Strážske – Humenné v mierke 1 : 50 000. In: Vrana, K. et al., 2003: Súbor máp geologických faktorov ŽP regiónu Vranov – Strážske – Humenné, orientačný geologický prieskum ŽP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žák, A. a Medveď, J., 1988: Výsledky hydrogeologického prieskumu optimálneho využitia podzemných vôd neovulkanitov Vihorlat – Popričný. In: Zbor. referátov z odbor. semin. Optimalizácia využitia puklinových a krasovo-puklinových vôd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 71 – 78.
- Žec, B., 2000: The Vihorlatské vrchy Mts. volcanic chain, Eastern Slovakia: volcanological features. Miner. Slov. (Bratislava), 32, 221 – 226.

- Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Karoli, S., Jetel, J., Bodnár, J., Petro, L. a Spišák, Z., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape – listy: 38-124, 38-142, 38-211, 38-213, 38-231. Manuskript. Bratislava, archív GS SR, 135 s.
- Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov, M 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, 254 s.
- Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Karoli, S., Baňacký, V., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L. a Spišák, Z., 1997: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov, M 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žec, B. (ed.), Kaličiaková, E., Žecová, K., Stercz, M., Rovňák, L. a Palko, L., 2001: Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov (textové vysvetlivky a geologická mapa). Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žec, B., Konečný, P. a Král, J., 2005: Geologická, vulkanologická a petrologická charakteristika andezitových dajok a nekov pri Ladomirove. Miner. Slov. (Bratislava), 3, 37, 272 – 278.
- Žec, B., Potfaj, M., Gazdačko, L., Kováčik, M., Ďuďa, R., Schlögl, J., Fulín, M., Rakús, M., Žecová, K., Konečný, P., Bónová, K. a Košuth, M., 2005: Kenozoikum východného Slovenska: vybrané transekty (exkurzia B), 35-78. In: Žec, B., Repčiak, M., Kobulský, J. & Petro, L. (eds.): Exkurzný sprievodca ku kongresu Slovenskej geologickej spoločnosti, Zemplínska šírava – Medvedia hora, 20. – 23. 6. 2005. Košice, CompuGraph, 138 s.
- Žec, B., Gazdačko, L., Kováčik, M., Kobulský, J., Bóna, J., Potfaj, M., Pristaš, J., Žecová, K., Derco, J., Buček, S. a Konečný, P., 2005a: Južná časť regiónu Nízke Beskydy-stredná časť, M 1 : 25 000 (listy 38-112, 38-114, 38-121, 38-122, 38-123, 38-124, 38-211, 38-212, 38-214, 38-223, 38-232, 38-241). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 92 s.
- Žec, B., Gazdačko, L., Kováčik, M., Kobulský, J., Bóna, J., Potfaj, M., Pristaš, J., Žecová, K., Derco, J., Zlinská, A., Siráňová, Z., Vaněková, H., Buček, S. a Konečný, P., 2005b: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Nízke Beskydy-stredná časť, M 1 : 50 000 (listy 38-11, 38-12, 38-14, 38-21, 38-22, 38-23, 38-24). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žec, B. (ed.), Gazdačko, L., Kováčik, M., Kobulský, J., Bóna, J., Potfaj, M. a Pristaš, J., 2006: Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy-stredná časť, M 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žec, B. (ed.), Gazdačko, L., Kováčik, M., Kobulský, J., Bóna, J., Potfaj, M., Pristaš, J., Žecová, K., Derco, J., Kucharič, L., Marcin, D., Petro, L., Zlinská, A., †Siráňová, Z., Vaněková, H., Buček, S. a Konečný, P., 2006: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Nízke Beskydy-stredná časť, M 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra. 188 s.

12. SUMMARY

The hydrogeological and hydrogeochemical maps of the Vihorlat region at a scale 1 : 50 000 with the text explanations are an integral part of the geological scientific and investigation project No. 12-02-9/0200 "General hydrogeological maps of selected regions in Slovakia".

The region area is 329 km². Concerning its geological setting, the region is built prevalingly of Neogene volcanics of Upper Sarmatian to Lower Pannonian age. They cover 68 % of the surface, being represented by a wide scale of lithologies from intrusives, extrusives, lava flows, breccia and various volcanoclastics. Quaternary is the second superficially most extended geological unit. It is represented by deluvial and gravity sediments of loam-stony to boulder-type debris, as well as rock seas (covering ca 25 % of the region). Also Badenian and Eggenburgian molasse sediments, as well as sediments of Inner Carpathian Paleogene, Magura Paleogene, Klippen Belt and the Humenské vrchy Mts. Mesozoic sequences crop out at the margins of the region – their summary area represents only 0.1 % of the region.

According to the Directive of Ministry of Environment of the Slovak Republic of 26. October 2004 No. 8/2004 – 7 for compiling the general hydrogeological maps, the maps applying coloured planes depict the average transmissivity of the first, superficially the nearest aquifer. Estimates of average transmissivity in selected entities are presented in Table 87.

Hydraulic parameters of rocks were evaluated by the direct, as well as indirect methods. Because the data from hydrodynamic tests in boreholes are dominantly available from the tested segments in the Neogene volcanics and elsewhere only sporadically (three tested segments are from the Mesozoic of Humenské vrchy Mts. in the underlier of Neogene volcanics near Jovsa village, one tested segment is present in each – the Vranov Formation, Pannonian sediments and fluvial sediments of the Okno stream, two tested segments contain deluvial sediments), the evaluation of the Quaternary units, as well as the sedimentary Neogene, Paleogene and Mesozoic sequences we did on the basis of analogy with corresponding rock types, cropping out in surrounding regions.

From the hydrogeological-structural point of view, the Neogene volcanic complexes in the large extent are considered to be a hydrogeological massif, but in some parts of the territory they show signs of stratal aquifers. The circulation of the groundwaters is localized in the near-surface zone with distinctly higher permeability in comparison with the deeper parts of the rock massif. The deeper circulation of the groundwater uses the open fracture zones. The higher permeability is attributed also to upper and frontal parts of the lava flows and bodies of brecciated andesites.

The information about the average transmissivity and average permeability of the Neogene volcanics, applying methods of direct evaluation, was provided by the interpretation of hydrodynamic tests results in 130 tested segments of 63 hydrogeological boreholes. The boreholes were 10.8–350.0 m deep. The depth of the midpoints of tested segments varied in the range 6.4–275.0 m with median value of the depth of tested segment 43.8 m. The maximum pumped discharges reached at hydrodynamic tests in embedded boreholes and verification tests during their drilling had an extent (number $n = 107$) $Q_{max} = 0.05$ to $25.64 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ with the median value $1.7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ and arithmetic average $4.1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

The values of the transmissivity coefficient T ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) of all tested segments of Neogene volcanites according to direct methods vary in the range $T = 1.4 \cdot 10^{-5} - 2.4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ with the estimate of standard deviation of basic file $s_Y = 0.649$ and estimate of medium value – geometric average of the flow coefficient $G(T) = 5.7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($n = 96$). The confidence interval of determination of average values $G(T)$ for 90 percent probability had a value range $4.3 \cdot 10^{-4} - 7.6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. According to transmissivity classification (Krásný, 1993), the average flow capacity of all tested segments of Neogene volcanics can be determined as medium one (class III) with large variability (subclass III_d).

Values of hydraulic conductivity k ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) of all tested segments in Neogene volcanics according to direct methods vary in the range $k = 1.4 \cdot 10^{-7} - 4.6 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ with an estimate of standard deviation of basic number file $s_Z = 0.645$ and estimate of medium value – geometric average of the hydraulic conductivity $G(k) = 1.0 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (number of data $n = 96$). The reliability interval of average values $G(k)$ for 90 percent probability had a span $7.0 \cdot 10^{-6} - 1.4 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. According to eight-fold classification of permeability (Jetel, 1982), the Neogene volcanic rocks are characterized as moderately permeable (class IV) with a large variability (subclass IVd).

At division of data files from Neogene volcanics to partial files according to the ratio of summary thickness of the lava flow, extrusives and intrusives to the total length of tested segment (percentage expression of the ratio of effusive, extrusive and intrusive rocks in relation to the presence of volcanoclastics, participating in geological setting of tested segments in Neogene volcanites) and seeking for possible differences in permeability and transmissivity between lava flows and volcanoclastics, we did not reveal unambiguous differences. The data file of tested segments with the dominant representation of lava flows, extrusives and intrusives ($n = 24$) has manifested the estimates: $G(k) = 1.3 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $s_Z = 0.618$, $G(T) = 3.0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $s_Y = 0.653$. The data set with dominant representation of volcanoclastics ($n = 33$) has manifested the estimates: $G(k) = 7.0 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $s_Z = 0.679$, $G(T) = 4.2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $s_Y = 0.616$. We suppose that the primary differences in average permeability, which had existed, were later more-or-less obscured by tectonic processes, with the origin of joints at solidification of lava and by exogenous processes.

The comparison of estimates of medium values of permeability and transmissivity of the Neogene volcanic collectors with the results from the same collectors in other regions (Slanské vrchy Mts., part of the Štiavnické vrchy Mts.), but also with the previous evaluation of hydraulic parameters by Jetel (1997a), in the Vihorlatské vrchy Mts. there were not found any differences. It was proved that the estimates of the transmissivity coefficient in our region in comparison with those in compared areas of Neogene volcanics (Slanské vrchy Mts., part of the Štiavnické vrchy Mts., Vihorlatské vrchy Mts. according to Jetel, 1997a) have mutually very close values. These vary in the range $G(T) = 5.7 \cdot 10^{-4}$ to $7.1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. The same is valid also at the calculation of lower and upper boundaries of reliability intervals of average values $G(T)$ with 90 % probability, where the lower boundaries of reliability intervals of all mentioned territories are in the range $4.3 \cdot 10^{-4} - 5.0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ and the upper boundaries in the range $7.6 \cdot 10^{-4} - 9.9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. The estimates of medium values of the hydraulic conductivity in our region to other evaluations are very close, too. The estimates of geometric averages of the hydraulic conductivity commonly of all areas have a range $G(k) = 1.0 \cdot 10^{-5} - 1.9 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. The lower boundaries of reliability intervals of the determination of average value of the hydraulic conductivity $G(k)$ for 90 % reliability vary in the range $7.0 \cdot 10^{-6} - 1.2 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and upper boundaries of intervals vary in the range of $1.4 \cdot 10^{-5} - 2.7 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

The text part provides also results obtained by indirect methods of determination of hydraulic parameters of Neogene volcanics of the Vihorlatské vrchy Mts. We have used three indirect methods: hydrochemical method of estimate of average permeability and transmissivity based on chemical composition of descending springs waters, hydrometric method of estimation of the average bottom (valley) transmissivity and hydrometric method of estimation of average transmissivity according to integral geomorphometric characteristics of the territory. An analysis has confirmed possible applications of these methods also in mountainous regions of Neogene volcanites. There were innovated the methodical approaches for the precisising of indirect estimate of average permeability and transmissivity for the regions of Neogene volcanites.

The generally south to south-western dip of the base of Neogene volcanites represents an important element of geological setting of the Vihorlatské vrchy Mts. In the northern side of the mountain range the base of Neogene volcanites is located above the main erosion base of the territory, being formed by the Cirocha river bed (150–210 m a.s.l.) in the altitude level app. 230–350 m a.s.l. In the east, the contact of Neogene volcanites with the underlying Paleogene sediments of the Magura flysch is located high above the drainage basis in the level around 500 m a.s.l. On the southern margin of the mountain range, the andesite lava flows shallowly submerge southward beneath the younger sequences of molasse sediments and are in lateral contact with the Humenné Mesozoic sequences. From the

above stated reasons the groundwaters in Neogene volcanics, infiltrating from the rainfalls on the northern and eastern margin of the mountain range, are dewatered by the bed springs and barrier springs on the contact with the underlying less permeable collectors, but prior to it they are dewatered by the hidden passages in the valleys of local flows in local flow subsystems, or they start a deeper circulation in southern direction. The western margin of the mountain range in the segment between settlements Oreské and Vinné is characteristic of the similar altitude position of the Neogene volcanite basis (160 m a.s.l.) above the local erosion base, being formed by the Laborec river bed (120–140 m a.s.l.). The contact of Neogene volcanites (collector) with underlying Neogene sediments (aquiclude) in this segment is not accompanied with more significant barrier springs, the groundwater flow in this area is towards the south and partially hidden dewatered to the Trnavský potok, eventually Vinianka streams, but more often they became a part of deeper circulation. In this region the deeper circulation of the groundwater is prevailing generally directed to the south into sediments of the East Slovakian Lowland. A large part of the groundwater in this circulation is still in Neogene volcanics – in the area of southern margin of the region, and it is catch by hydrogeological boreholes and used for water supplying. Just in this part of the region the highest maximum pumped amounts of the groundwater were obtained. They were reached in the boreholes HVZ-4 in the Hlivište village (maximum pumped amount $Q_{max} = 25.64 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ at appropriate lowering $s = 6.5 \text{ m}$, borehole No. 110 in the Supplement 5), overflow borehole HKJ-2 in Jovsa village ($Q_{max} = 16.12 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ at $s = 15.9 \text{ m}$, borehole No. 86 in Supplement 5), borehole HVZ-5 in Vyšná Rybnica ($Q_{max} = 16.06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ at $s = 15.4 \text{ m}$, borehole No. 105 in Supplement 5), overflow borehole HKJ-3 in the area of Kusín Jovsa ($Q_{max} = 14.92 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ at $s = 15.45 \text{ m}$, borehole No. 87 in Supplement 5), borehole HVZ-9 in Kusín ($Q_{max} = 12.2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ at $s = 12.83 \text{ m}$, borehole No. 74 in Supplement 5), borehole HP-1 in Poruba pod Vihorlatom ($Q_{max} = 10.0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ at $s = 16.99 \text{ m}$, borehole No. 93 in Supplement 5), a.o.

From the total number of 877 groundwater springs registered in the territory, 669 springs were documented from the collectors in Neogene volcanites. The discharges in Neogene volcanites ($n = 669$) varied in the range from 0.01 to $20.4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ with median $0.08 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. The water electric conductivity ($n = 641$) varied from 3.9 to $33.3 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$ with median $9.3 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$. The water temperature ($n = 653$) reached the range 4.0–20.2 °C with median 10.4 °C.

According to Bajo and Szabová (1976), the average specific baseflow from Neogene volcanics had a value $2.73 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. The highest average values of the specific baseflow were registered during the period 1972–1974 (Bajo and Szabová, 1976) in the Barnov river basin ($6.94 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, area 9.76 km^2), the Okno river basin (Vyšná Rybnica: $5.27 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, area 51.09 km^2), partial river basin of Kamenica ($4.50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, area 56.83 km^2). The nearest values of the specific baseflow were found in the catchment areas of the streams Skalný potok ($0.52 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, area 11.34 km^2), Kalužský potok ($0.62 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, area 5.18 km^2) and Žiarovnica ($0.89 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, area 8.04 km^2).

Based on the measurement of immediate discharge of superficial flows in 213 hydrometric profiles, there were identified several segments of the hidden passage of the groundwater into water flows or the segments with infiltration of the superficial water into the aquifers. The significant passages of the groundwater into the superficial flow were demonstrate in upper segment of Kamenica stream, on three segments of the Okno stream, on left tributary of the stream Barlahov – the stream Bystrá, and in tributaries of the Kamenica stream – the streams Meša, Suchý potok and Konský potok. Significant loss of the surface water from the flow was registered also in the lower segment of the streams Kamenica and Hypkaňa.

From the selected hydrogeochemical types of groundwaters of the first collector beneath the surface in the territory of the Vihorlatské vrchy Mts., the highest representation have the groundwaters with petrogenous, silicatogeneous dissolved solids (95.6 % of the total area of evaluated territory), bound on Neogene volcanites of andesite composition and their deluvial cover. The groundwaters with dissolved solids of surface water origin, bound on alluvial and proluvial sediments of local superficial flows, are present on ca 4.3 % of the territory. In remaining insignificant part of evaluated area there are present the petrogenous types of dissolved solids in groundwaters, bound on underlying molasse and flysch sediments, eventually Mesozoic carbonate rocks. Silicatogenic dissolved solids of spring waters, dewatering the Neogene volcanics and their Quaternary cover, represent mainly the A_2 primary,

Ca-(Mg)-HCO₃ chemical types with approximately neutral reaction, with average TDS content (total dissolved solids) 120 mg · l⁻¹ for the effusive, extrusive and intrusive types of Neogene volcanites of andesite composition, 145 mg · l⁻¹ for volcanoclastics and 164 mg · l⁻¹ for their deluvial cover. Deeper circulation of the groundwater in this environment, being verified by boreholes, is characteristic of the increase of the share of Gazda (1971) characteristics A₁ and A₂, accompanying an increase of the average TDS content on the level average 230 mg · l⁻¹. With an increase of TDS content there is determined the chemical composition of the groundwater, trending to Ca-HCO₃ type. The computed values of partial CO₂ pressure, indicating the formation conditions of the groundwaters chemical composition, belong to the interval between characteristic values for atmosphere and soil air. Stated fact points on the negligible influence of depth CO₂ at formation of chemical composition of the groundwater.

In the areas representation of quantitative classes of the groundwaters there absolutely prevails the class B (99 % of the territory), given with unfavourable content of Ca+Mg, low content of dissolved oxygen, eventually unfavourable water reaction. The share of groundwater occurrences of other qualitative classes is negligible. Regarding the character of the groundwater circulation and recent anthropogenic activities in the territory, the risk factors influencing the qualitative parameters of the groundwaters are preferably the quality of the rainfall waters and economic activities in local forests. In populated grounds and recreational areas there is an importance of compliance with the qualitative conditions the waste water discharges and prevention against their illegal leakage.

From the occurrence of mine water, in the environment of redeposited pyroclastics of the stratovolcano Kyjov, we have documented the discharge from the adit localized 1.5 km NE of the village of Trnava pri Laborci in locality Malinová (object No. 8, Supplement No. 3). The estimated discharge reached 0.05 l · s⁻¹ and water temperature 11.2 °C. It is a water (the results of analyses of chemical composition of two samples by Bajo and Szabová (1976), and a new sample of 28. 9. 2004) of A₂-S₂(SO₄) transitional, Ca-SO₄-HCO₃ type with TDS content 140–152 mg · l⁻¹. From the trace elements, above the detection limit there are Cu = 0.007 mg · l⁻¹, Zn = 0.008 mg · l⁻¹ and Al = 0.39 mg · l⁻¹. Chemical composition of the discharge from the adit does not differ from natural discharges in this area, representing the waters with silicatogenic dissolved solids.

In the territory of Vihorlatské vrchy Mts. there is present only one registered source of mineral water – borehole J-2 Jovsa (borehole No. 85, Supplement No. 5). The borehole is 250 m deep, having an open segment in the interval 200–250 m in Jurassic crinoidal limestones and limestone breccia of Mesozoic of the Humenské vrchy hills. It represents water (analyses of chemical composition are dated to 12. 9. 2006) of A₁ mixed Na-HCO₃-Cl chemical type with TDS content 865 mg · l⁻¹. In its chemical composition there prevails the Gazda component A₁ (38.7 %), being followed with components A₂ (31.8 %) and S₁(Cl) (26.6 %). It does not represent a typical carbonatogenic dissolved solids, its composition is a manifestation of vertical hydrogeochemical zonality. The mineral water character has water from this source owing to the increased contents of fluorides and hydrogen sulphide. The water temperature at water sampling reached 19.2 °C, the discharge was 0.104 l · s⁻¹. The increased content of fluorides was found in the groundwater of the borehole with local name Barbora (No. 113, Supplement No. 5), situated in propylitized complex of andesite porphyries and andesites in the valley of the Okno stream ca 3 km south of the elevation point Sninský Kameň. The results of water chemical composition analysis of 12. 9. 2006 manifest the water of A₁ indistinct, Ca-Na-HCO₃ chemical type, with TDS content 197 mg · l⁻¹. The water temperature at sampling was 14.1 °C, the discharge was 0.06 l · s⁻¹.

For the territory of original region V 100 Neogene volcanites of Vihorlatské vrchy Mts. the Commission for Reserves Classification in 1978 approved the calculation of exploitable amount of the groundwater in amount of 300 l · s⁻¹ in categories C₁ and C₂ (from this number 125 l · s⁻¹ are in category C₁) (the boundary of hydrogeological region was in 1995 modified by the SHMÚ). At determination of the value of exploitable amounts 300 l · s⁻¹ for that time evaluated area of the region 428 km² for Neogene volcanites it is a value of module of exploitable amount in value 0.70 l · s⁻¹ · km⁻².

According to SHMÚ data, in 2003 a total amount of 96.4 l · s⁻¹ was used in this region. In 2004 there were taken in average 97.10 l · s⁻¹. In evaluated region, altogether 84 objects are present, where SHMÚ registers a potential user, but, according to SHMÚ data, the groundwater is really used only from 39 objects.

The discharge of local water sources, present in amount 21 (according to SHMÚ), reached in 2003 the total value $13.3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, in 2004 the total sum was $10.1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. The withdrawals from sources are used exclusively by water companies and municipal water supplies for supplying the residents by drinking water. The water conduit Porúbka – Chlmec – Humenné uses besides the sources away of the territory also the water from the springs Maximka 1 to 8 and springs Piesky 1–2 in Porúbka, the water conduit in the settlement of Modra nad Cirochou is supplied by the water from the Spring of Cpt. Nálepka, the municipal water supply Dlhé nad Cirochou distributes water from the spring Pánske košariská, water supply Zemplínske Hámre – Snina in the territory uses water from 5 springs caught in Zemplínske Hámre, water supply in Strihovce uses the groundwater of one caught spring and water supply Remetské Hámre uses water from 2 springs Pod Lysakom.

Waterworks uses also 18 pumped hydrogeological boreholes from the total number of 84 registered SHMÚ objects. The pumped boreholes have an average discharge $4.6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (2003) to $4.8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (2004). All used SHMÚ boreholes with the registered take off are present in the southern side of the region. The prevailing part of the boreholes is used by waterworks for drinking purposes as water sources of the group water conduit Michalovce and water conduits in Kusín, Kaluža and in Klokočov. The main perspectives of obtaining additional water from the groundwater sources we see prevalingly in boreholes due to the fact that substantial part of the major springs in the area is already used by the water suppliers. In the southern part of the region, the possibilities of using the groundwater from boreholes were documented in sufficient amount, and therefore there is no possibility to seek a space for finding next significant amounts. As perspective there appears the catchment area of Kamenica river in the northern part of the region (Bajo and Szabová, 1976; Jetel, 1997a). The groundwaters are here used for waterworks by supplying from the springs. The hydrological measurements have demonstrated the groundwaters input into the Kamenica river and its tributaries. The catchment area during the exploration by Bajo and Szabová (1976) has manifested also high value of specific baseflow $4.50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (area of partial catchment was 56.83 km^2). The remaining potential problem is an conflict interest in the military training area Valaškovce, where a military training activities are performed prevalingly in the Kamenica catchment area.

Next investigation in the territory should be focused on investigation of the influence of the quality of rain precipitation on chemical composition and quality of groundwaters in the Neogene volcanites. It should deal prevalingly with the observing the changes in concentration and aluminium speciation as well as trace elements as reflection of changes in pH of the rainfall water. There is also necessary to complete the missing data about the level of groundwaters pollution by the substances of organic origin, which local releases are not excluded during economic activities in the forests and inhabited areas, and at operation of military equipment in the military district Valaškovce.

NA ZÁVER O PRILOŽENOM CD/DVD K PUBLIKOVANÝM VYSVETLIVKÁM

Textové vysvetlivky k základnej hydrogeologickej a hydrogeochemickej mape Vihorlatu 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 využívajúcemu 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.HTM“ 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 (zobrazujúce) 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, pričom každá analýza má číslo zhodné s číslom uvedeným na hydrogeochemickej mape.

Na CD/DVD priloženom k týmto textovým vysvetlivkám opisujúcim hydrogeologické a hydrogeochemické pomery Vihorlatu 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 Vihorlatu ide o nasledujúce prílohy:

Príloha 1: Základná hydrogeologická mapa Vihorlatu v mierke 1 : 50 000.

Príloha 2: Základná hydrogeochemická mapa Vihorlatu 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 prameňov s dlhodobým monitorovaním výdatnosti a vybraných fyzikálno-chemických parametrov.

Príloha 5: Zoznam zdokumentovaných hydrogeologických vrto.

Príloha 6: Zoznam hydrogeologických vrto s výsledkami pozorovaní hladín (piezometrických úrovní).

Príloha 7: Zoznam hydrogeologicky významných objektov.

Príloha 8: Mapy hydrogeologickej dokumentácie.

Príloha 9 (1 – 5): Hydrogeochemická dokumentácia analýz vzoriek použitých pri zostavovaní hydrogeochemickej mapy.

**VYSVETLIVKY K ZÁKLADNEJ HYDROGEOLOGICKEJ
A HYDROGEOCHEMICKEJ MAPE VIHORLATU
1 : 50 000**

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2014

Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Mgr. Lucia Jasinská

Grafická úprava a technické spracovanie: Alena Wolfová, Mária Dryjová

Preklad do anglického jazyka: Ing. Zoltán Németh, PhD.

Návrh obálky: Mgr. František Bottlík

Tlač a knihárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

ISBN 978-80-89343-96-6



ISBN 978-80-89343-96-6