

Vysvetlivky

k základnej hydrogeologickej mape SR

1 : 200 000

list 37
Košice

Vladimír HANZEL

Stanislav RAPANT

Tomáš REPKA

Ondrej FRANKO

Michal ELEČKO

Pavel GROSS

Milan KOHÚT

Ján MELLO

Ján PRISTAŠ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra

Bratislava

2012



VYSVETLIVKY

K ZÁKLADNEJ
HYDROGEOLOGICKEJ

MAPE SR

LIST 37 KOŠICE

1 : 200 000

Recenzenti:

prof. RNDr. Ladislav Melioris, DrSc.

doc. RNDr. Peter Némethy, 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. Milan Havrila, RNDr. Ľubomír Hraško, PhD., RNDr. Milan Kohút, CSc., RNDr. Pavel Liščák, CSc., RNDr. Peter Malík, CSc., RNDr. Alexander Nagy, CSc., RNDr. Michal Potfaj, CSc., doc. RNDr. Stanislav Rapant, DrSc., RNDr. Anton Remšík, CSc.

VLADIMÍR HANZEL, † MICHAL ZAKOVIČ, STANISLAV RAPANT, TOMÁŠ
REPKA, † ONDREJ FRANKO, MICHAL ELEČKO, PAVEL GROSS, MILAN
KOHÚT, JÁN MELLO, JÁN PRISTAŠ

VYSVETLIVKY

K ZÁKLADNEJ HYDROGEOLOGICKEJ MAPE SR

LIST 37 KOŠICE

1 : 200 000

ZOSTAVIL: VLADIMÍR HANZEL

© ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2012

ISBN 978-80-89343-77-5

OBSAH

PREDSLOV (<i>P. Malík</i>)	7
ÚVOD (<i>V. Hanzel</i>)	9
1. PRÍRODNÉ POMERY (<i>V. Hanzel</i>)	10
1.1. Geografické a geomorfologické pomery	10
1.2. Pôdne pomery a ráz vegetácie	12
1.3. Klimatická charakteristika	12
1.4. Hydrografia a hydrológia	15
2. PREHEAD GEOLÓGIE	19
2.1. Regionálne geologické zaradenie	19
2.2. Charakteristika geologickoštruktúrnych celkov	19
2.2.1. Kryštalikum (<i>M. Kohút</i>)	19
2.2.2. Paleozoikum (<i>M. Kohút</i> a <i>L. Snopko</i>)	20
2.2.3. Mezozoikum (<i>J. Mello</i>)	24
2.2.4. Paleogén (<i>P. Gross</i>)	33
2.2.5. Neogén a budínsky paleogén (<i>M. Elečko</i>)	36
2.2.6. Kvartér (<i>J. Pristaš</i>)	40
3. HYDROGEOLOGICKÁ PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA (<i>V. Hanzel</i>)	44
4. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (<i>V. Hanzel</i>)	47
4.1. Všeobecný prehľad hydrogeologických pomerov	47
4.1.1. Nízke Tatry	48
4.1.2. Hornádska kotlina a Šarišská vrchovina (<i>M. Zakovič</i>)	49
4.1.3. Branisko	50
4.1.4. Čierna hora	51
4.1.5. Muránska planina	51
4.1.6. Slovenský raj a Havranie vrchy	52
4.1.7. Galmus	52
4.1.8. Volovské, Stolické vrchy a Revúcka vrchovina	53
4.1.9. Slovenský kras	54
4.1.10. Košická kotlina	55
4.1.11. Rimavská a Rožňavská kotlina	55
4.1.12. Kvartérne sedimenty	56
4.2. Hydraulické vlastnosti hornín	57
4.2.1. Nízke Tatry	57
4.2.2. Hornádska kotlina a Šarišská vrchovina (<i>M. Zakovič</i>)	59
4.2.3. Branisko	61
4.2.4. Čierna hora	61
4.2.5. Muránska planina	63
4.2.6. Slovenský raj	63
4.2.7. Galmus	64
4.2.8. Volovské vrchy, Stolické vrchy a Revúcka vrchovina	64

4.2.9.	Slovenský kras	66
4.2.10.	Košická kotlina	67
4.2.11.	Rimavská a Rožňavská kotlina	68
4.2.12.	Fluviálne sedimenty riek Hornád, Torysa, Bodva, Slaná a Hron	69
4.3.	Obeh a režim podzemnej vody (<i>V. Hanzel</i>)	73
4.3.1.	Nízke Tatry	73
4.3.2.	Hornádska kotlina a Šarišská vrchovina (<i>M. Zakovič</i>)	75
4.3.3.	Branisko	78
4.3.4.	Čierna hora	78
4.3.5.	Muránska planina	80
4.3.6.	Slovenský raj	82
4.3.7.	Galmus	84
4.3.8.	Volovské vrchy, Stolické vrchy a Revúcka vrchovina	85
4.3.9.	Slovenský kras	93
4.3.10.	Košická kotlina	96
4.3.11.	Rimavská a Rožňavská kotlina	97
4.3.12.	Fluviálne sedimenty riek Hornád, Torysa, Bodva, Slaná a Hron	97
5.	HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY (<i>S. Rapant</i>)	99
5.1.	Základné podmienky tvorby chemického zloženia podzemnej vody a ich klasifikácia	99
5.2.	Chemické zloženie zloženie podzemnej vody	101
5.2.1.	Podzemná voda hornín kryštalínika	101
5.2.2.	Podzemná voda hornín paleozoika	102
5.2.3.	Podzemná voda sedimentov mezozoika	102
5.2.4.	Podzemná voda sedimentov paleogénu	103
5.2.5.	Podzemná voda sedimentov neogénu	104
5.2.6.	Podzemná voda sedimentov kvartéru	105
6.	MINERÁLNE VODY (<i>O. Franko</i>)	106
7.	BANSKÉ VODY (<i>T. Repka</i>)	111
8.	VYUŽITIE A OCHRANA PODZEMNEJ VODY (<i>V. Hanzel</i>)	117
	LITERATÚRA	124

PREDSLOV

Vážení čitatelia!

Do rúk sa vám dostáva vydanie textových vysvetliviek k jednému z listov základnej hydrogeologickej mapy Slovenskej republiky v mierke 1 : 200 000. V týchto textových vysvetlivkách je obsiahnutá hydrogeologická a hydrogeochemická charakteristika územia, ktoré je ohraničené rozsahom listu topografickej mapy (v uvedenej mierke a v súradnicovom systéme S-JTSK, tzv. Křovákov listoklad). Štátny geologický ústav Dionýza Štúra už od vzniku oddelenia hydrogeológie v polovici šesťdesiatych rokov 20. storočia (od roku 1990 oddelenie hydrogeológie a geotermálnej energie) zostavoval hydrogeologické mapy rôzneho formátu, rôznej mierky a s rôznym obsahovým zameraním. S postupom rozvoja geologického poznania územia Slovenska a zároveň s hĺbkou detailu, v akom mohli byť a postupne aj boli spracúvané poznatky z hydrogeologických vrtov a hydrogeologických rekognoskácií prameňov, vzniklo viacero generácií a typov hydrogeologických máp. Ich účelom vo väčšine prípadov bolo získanie a zhodnotenie základných informácií o zdrojoch podzemnej vody a podmienkach jej tvorby, akumulácie a pohybu v hodnotenom území. Súčasne mohli poskytnúť objektívne ucelené podklady na racionálne využívanie a účinnú ochranu podzemnej vody pri územnoplánovacom rozhodovaní, sanácii, ochrane a skvalitňovaní činiteľov životného prostredia. Ich obsahom bolo zväčša zobrazenie hydrogeologických pomerov územia najmä prostredníctvom grafického vyjadrenia priestorových zmien prietoknosti horninového prostredia a jej variability, hraníc zvodnených kolektorov a zvodnených systémov, izolátorov a poloizolátorov, dynamiky podzemnej vody, vymedzenie hydrogeologických štruktúr, lokalizácia a kvantifikácia výverov podzemnej vody a umelých hydrogeologických objektov. Prvý komplexný program zostavovania základných hydrogeologických máp je spojený práve s mierkou 1 : 200 000. Išlo o prvé mapové listy v listoklade S-JTSK, ktorý mal pri mierke 1 : 200 000 rozmer listu 98 x 76 km (7 448 km²). Pri zostavovaní každého z 12 mapových listov, ktoré pokrývajú územie Slovenskej republiky, bol aplikovaný rovnaký metodický postup, na ktorom sa v roku 1970 autorsky podieľali naši bývalí kolegovia Ján Jetel a Eugen Kullman.

Jednotnosť spracovania celoštátnej edície listov základnej hydrogeologickej mapy v mierke 1 : 200 000 bola zaisťovaná záväznou jednotnou smernicou Slovenského geologického úradu a Českého geologického úradu na zostavovanie listov základnej hydrogeologickej mapy 1 : 200 000, spracovanou v roku 1971 a revidovanou v roku 1973 podľa záverov z koordinačných rokovaní hlavných redaktorov oboch častí edície (časť SSR a časť ČSR). Smernice na zostavovanie základných hydrogeologických máp ČSSR v mierke 1 : 200 000 schválil Slovenský geologický úrad ako *smernice č. 40/90/75* s platnosťou od 1. 3. 1975. Súčasne SGÚ zrušil platnosť *Prozatímní směrnice pro sestavování základních hydrogeologických map v měřítku 1 : 200 000*, vydané ÚÚG Praha a GÚDŠ Bratislava v roku 1971. V týchto smerniciach sa odrážala väčšina odporúčaní UNESCO/IAH na zostavovanie hydrogeologických máp (1970). Hlavným redaktorom a zodpovedným riešiteľom úlohy ako celku za územie Slovenska bol E. Kullman. V súbežne prebiehajúcej úlohe v ČSR sa v priebehu riešenia vystriedali viacerí hlavní redaktori, a to V. Myslík (1966 – 1967), G. Kačura (1967 – 1972) a M. Hazdrová (1972 – 1976). Zodpovednými redaktormi jednotlivých listov z územia Slovenska boli: list 44 Bratislava – E. Kullman (Kullman et al., 1973), list 34 Znojmo – J. Krásný, slovenská časť – E. Kullman (Kullman et al., 1974), list 27 Poprad – V. Hanzel (Hanzel et al., 1974), list 46 – 47 Lučenec, Rimavská Seč – L. Škvarka (Škvarka et al., 1975), list 37 Košice – V. Hanzel (Hanzel et al., 1975), list 35 Trnava – E. Kullman (Kullman et al., 1975), list 38 Michalovce – L. Škvarka (Škvarka et al., 1976), list 26 Žilina – M. Zakovič (Zakovič et al., 1976), list 25 Gottwaldov – J. Jetel (1991) (slovenská časť listu v priamej spolupráci s ÚÚG Praha – A. Remšík), list 45 Nitra – O. Franko (Franko et al., 1976), list 28 Svidník – M. Zakovič (Zakovič et al., 1977) a list 36 Banská Bystrica – E. Kullman (Kullman et al., 1978). Listy sú uvedené v poradí podľa časovej postupnosti ich dokončovania. Textové vysvetlivky k uvedeným listom boli vypracované v rozsiahlej, jednotne predpísanej forme. Spracoval ich ten istý autorský kolektív, ktorý hydrogeologické pomery znázornil kartografickým dielom. Autormi záverečnej správy o celom priebehu zostavovania základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 200 000 na území Slovenska boli E. Kullman a S. Gazda (1978).

V rukopisnej forme boli mapy zostavené v priebehu sedemdesiatych rokov, vydané tlačou však boli o desaťročie neskôr – v rokoch 1983 až 1991. Postupné tlačenie hydrogeologických máp sa vzťahovalo na roky 1983 (listy 44, 45), 1984 (listy 27, 46 – 47), 1985 (listy 28, 38), 1987 (list 26), 1988 (listy 35, 36, 37), 1989 (list 34) a 1991 (list 25). Podobne to bolo v prípade vydávania tlačou textových vysvetliviek k jednotlivým listom: do roku 2013 (!) vyšli tlačou iba textové vysvetlivky k listu 34 Znojmo – Krásný et al. (1987), list 27 Poprad – Hanzel et al. (1996), list 46 – 47 Lučenec, Rimavská Seč – Škvarka et al. (1989), list 26 Žilina – Zakovič et al. (1990), list 28 Svidník – Zakovič et al. (1988) a list 25 Zlín (Gottwaldov) – Jetel (1991).

Generácia hydrogeologických máp v mierke 1 : 200 000 predstavuje prvé priblíženie v rámci komplexného zobrazenia hydrogeologických pomerov. Na jednotlivých mapových listoch sú znázornené horninové celky prvého zvodneného horizontu podzemnej vody, farebne rozlíšené podľa svojej stratigrafickej príslušnosti. Druh horniny je znázornený šrafou, ktorej farba závisí od hydrogeologickej produktivity kolektora. Okrem najzákladnejších plošných hydrogeologických informácií obsahuje mapa v mierke 1 : 200 000 líniové prvky, lokálne znázorňujúce hydroizohypsy (izolinie nadmorskej výšky hladín podzemnej vody), hĺbkovú úroveň podložných kolektorov a geologické prvky ako zlomy apresunové línie príkrovov. Na týchto mapách boli navyše zobrazené všetky najdôležitejšie pramene na území Slovenska a hydrogeologické vrty, reprezentujúce dosiahnuté výsledky pri zachytávaní podzemnej vody jednotlivých základných kategórií kolektorových hornín. Tieto bodové prvky boli očíslované a podrobnejšie charakterizované v tabuľkách textových príloh k jednotlivým listom. Základné hydrogeologické a hydrogeochemické mapy v mierke 1 : 200 000 *dodnes predstavujú najpodrobnejší ucelený zdroj informácií o hydrogeologických a hydrogeochemických pomeroch celého Slovenska*, keďže mapy v podrobnejšej mierke (1 : 50 000) ho pokrývajú len postupne a v súčasnosti sa dosiahol stupeň pokrytia týmito mapami zhruba 33 % (~16 300 km²).

Vydaním ostatných šiestich textových vysvetliviek k základnej hydrogeologickej mape Slovenskej republiky v mierke 1 : 200 000 k listom 35 Trnava, 36 Banská Bystrica, 37 Košice, 38 Michalovce, 44 Bratislava a 45 Nitra vyplnil Štátny geologický ústav Dionýza Štúra starý dlh odbornej verejnosti a skompletizoval tak zbierku textových vysvetliviek ku všetkým listom pokrývajúcim územie Slovenska. Časový odstup od vydania základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 200 000 po vydanie textových častí k týmto mapám sa prejavil aj na množstve novších hydrogeologických poznatkov uvedených v texte, ktoré generačne staršia mapa, prirodzene, nemohla zobraziť. Bolo by však na škodu veci tieto poznatky v texte neuviesť a vytvoriť iba sprievodné slovo k zobrazeniu hydrogeologických pomerov na mape. Na niektorých miestach môžu byť teda mapové zobrazenia hydrogeologických pomerov na skôr vydanéj základnej hydrogeologickej mape 1 : 200 000 v nesúlade so slovným opisom hydrogeologických pomerov. Rozpory sa môžu vyskytnúť najmä pri kvantitatívnych hydrogeologických charakteristikách zobrazených na publikovaných mapách a charakteristikách opísaných v aktualizovanom texte vysvetliviek. Pri získavaní a aplikácii hydrogeologických informácií sa preto treba spoliehať predovšetkým na údaje uvedené v texte vysvetliviek, kým skôr publikované mapy majú aj naďalej význam v kartografickej prezentácii priestorových vzťahov jednotlivých zobrazených hydrogeologických celkov. Z tohto dôvodu by bolo vhodnejšie zmeniť názov v súčasnosti vydávaných vysvetliviek na *Hydrogeologické pomery územia... príslušného listu*, no z hľadiska zachovania názvu edície dodržiavame tradičný názov.

Okrem nových hydrogeologických poznatkov, ktoré priniesol časový rozdiel medzi vydaním hydrogeologických máp a textových vysvetliviek k nim, došlo k závažnému posunu aj v poznaní geologických pomerov. V roku 2008 bola zostavená *Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky v mierke 1 : 200 000* a vysvetlivky k nej zostavili autori V. Bezák (ed.), V. Bezák, A. Biely, I. Broska, J. Bóna, S. Buček, M. Elečko, I. Filo, K. Fordinál, L. Gazdačko, P. Grecula, L. Hraško, J. Ivanička, S. Jacko st., S. Jacko ml., J. Janočko, M. Kaličiak, J. Kobulský, M. Kohút, V. Konečný, M. Kováčik (Bratislava), M. Kováčik (Košice), J. Lexa, J. Madarás, J. Maglay, J. Mello, A. Nagy, Z. Németh, M. Olšavský, D. Plašienka, M. Polák, M. Potfaj, J. Pristaš, P. Siman, L. Šimon, F. Teťák, A. Vozárová, J. Vozár, a B. Žec v roku 2009. Je jasné, že ani posun v oblasti regionálnogeologických poznatkov nemôže byť zachytený v staršom vydaní základnej hydrogeologickej mapy, ba ani v textových vysvetlivkách k nej, pretože tie vznikali ako súčasť riešenia geologickej úlohy *Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska*, evidovanej Ministerstvom životného prostredia Slovenskej republiky pod číslom 12-02-9/200 v rokoch 2002 až 2004. Údaje, ktoré vydané mapy obsahujú, sú zdanlivo neaktuálne. Ako sa však ukazuje, vydávané vysvetlivky k základným hydrogeologickým mapám možno zároveň chápať aj ako časovú konzervu, pretože mnohé tabuľkové informácie, ktoré sú v nich uvedené, sa už zo súčasných, tematicky analogických databáz vytratili.

Veríme, že odborné informácie obsiahnuté v predkladanom diele prispievajú k rozšíreniu hydrogeologických poznatkov medzi profesijne angažovanou, ale aj laickou verejnosťou. Informácie o hydrogeologických pomeroch príslušnej časti územia Slovenskej republiky vhodne poslúžia pri hodnotení aktivít, ktoré v danom území ovplyvňujú alebo potenciálne môžu ovplyvniť množstvo alebo kvalitu podzemnej vody nachádzajúcej sa v území, najmä využívanej alebo využiteľnej na zabezpečenie zásobovania obyvateľstva pitnou vodou. Poslúžia aj ako odborný podklad pri závažných vodohospodárskych opatreniach a územnoplánovacích rozhodnutiach, ktoré by mali zohľadňovať výskyt a pohyb podzemnej vody. Boli by sme radi, keby vedomosti zosumarizované v tomto diele pomohli lepšie projektovať prieskumné hydrogeologické práce, čerpať vstupné údaje o okrajových podmienkach a hydraulických vlastnostiach hornín pri regionálnych modeloch prúdenia podzemnej vody, ako aj posudzovať stupeň jej znečistenia, resp. ohrozenia jestvujúcich zdrojov. Dúfame, že hydrogeologické poznávanie nášho územia sa vydaním týchto vysvetliviek neskončí a čoskoro bude možné obohatiť súbor vašich máp aj o aktuálnejšie hydrogeologické mapy.

Peter Malík

ÚVOD

Vysvetlivky podávajú charakteristiku územia zobrazeného na základnej hydrogeologickej mape SR v mierke 1 : 200 000, na liste 37 Košice. Toto územie administratívne patrí v prevažnej časti do okresov Košice, Prešov, Spišská Nová Ves, Poprad a Rožňava, iba malá časť územia prináleží, do okresov Liptovský Mikuláš, Banská Bystrica a Rimavská Sobota. Orograficky sem patrí východná časť Nízkych Tatier, Slovenský raj, Slovenské rudohorie, Slovenský kras, Branisko, Čierna hora, Horehronské podolie, Hornádska kotlina, Rožňavská kotlina, Košická kotlina, Rimavská kotlina a Šarišská vrchovina. Hydrograficky územie prináleží do povodia Hornádu, Slanej a z malej časti do povodia Váhu, Hrona a 11,0 km² do povodia Popradu.

Z ekonomického hľadiska toto územie bolo v minulosti veľmi významné. Bola tu sústredená rozsiahla ťažba rúd, nachádzal sa tu rozsiahly hutnícky priemysel, ale aj potravinársky priemysel a iné odvetvia. Priemysel sa koncentroval do niekoľkých veľkých aglomerácií, ako sú Košice, Prešov, Rožňava, Rimavská Sobota alebo Spišská Nová Ves.

Zmapované územie je významné aj z vodohospodárskeho hľadiska, a to predovšetkým vďaka výdatným zdrojom podzemnej vody. Viazu sa najmä na karbonatické komplexy mezozoika a sčasti na kvartérne sedimenty v údoliach a kotlinách. Významné sú sv. svahy Nízkych Tatier, Slovenský raj, Galmus, Slovenský kras a južná časť Košickej kotliny.

Vlastné práce na mape a textových vysvetlivkách prebiehali v rokoch 1974 – 1975. Nadväzovali na práce autorského kolektívu, ktorý na starom topografickom podklade a podľa starých smerníc spracoval hydrogeologickú mapu 1 : 200 000, list Trebišov – Čierna (Pospíšil et al., 1969), a podklady na hydrogeologickú mapu 1 : 200 000, list Rimavská Sobota (Šuba et al., 1970). Pri spracúvaní v rokoch 1974 až 1975 sa využili výsledky hydrogeologického výskumu sv. svahov Nízkych Tatier, Slovenského raja, Galmusu a Muránskej planiny, poznatky z hydrogeologického prieskumu údolných nív riek, z Braniska, Čiernej hory, Slovenského krasu, Moldavskej nížiny a poznatky T. Repku z hydrogeologického prieskumu Spišsko-gemerského rudohoria. Využili sa aj archívne správy rôznych organizácií uložené v Geofonde (archív ŠGÚDŠ).

Redakčná uzávierka mapy bola 12. 12. 1975. Základná hydrogeologická mapa a mapa chemizmu podzemnej vody vyšla tlačou v roku 1988.

Vzhľadom na značný časový odstup od zostavenia a vydania máp tlačou bolo potrebné vysvetlivky doplniť o novšie hydrogeologické poznatky, a to tak z hydrogeologického výskumu, ako aj hydrogeologického prieskumu Volovských vrchov, Hornádskej kotliny, Braniska, Čiernej hory, Šarišskej vrchoviny, Košickej a Rimavskej kotliny, Slovenského raja, Slovenského krasu a Muránskej planiny (Hanzel et al., 1990; Dovina et al., 1985; Kullman et al., 1985; Malík et al., 1990, 1993; Jetel, 1990; Jetel et al., 1989, 1995; Zakovič et al., 1989, 1993; Lukaj et al., 1997; Šalagová et al., 1998; Orvan, 1991).

Vysvetlivky pre tlač spracoval redaktor listu V. Hanzel za spolupráce M. Zakoviča (spracoval hydrogeologické pomery paleogénu), O. Franka (minerálne vody) a S. Rapanta (hydrogeochémiu územia podľa podkladov S. Gazdu a A. Mózu).

Z pôvodných vysvetliviek (Hanzel et al., 1975) boli po skrátení prevzaté časti o geomorfologických pomeroch (autor L. Šeliga), pôdnych pomeroch (E. Krippel), klimatických pomeroch a hydrológii (J. Šuba).

Geologické pomery kryštalinika a paleozoika prepracoval M. Kohút (pôvodný text A. Klinec a L. Snopko), mezozoika J. Mello, paleogénu P. Gross, neogénu M. Elečko a kvartéru J. Pristaš.

1. PRÍRODNÉ POMERY

1.1. Geografické a geomorfologické pomery

Povrchová tvárnosť územia zobrazeného na liste Košice je odrazom geologickej stavby aj celkového geomorfologického vývoja. Zasahujú sem Nízke Tatry, Slovenský raj, Slovenské rudohorie, Slovenský kras, Branisko, Čierna hora, Horehronské podolie, Hornádska kotlina, Rožňavská kotlina, Košická kotlina, Rimavská kotlina a Šarišská vrchovina (obr. 1).

Branisko zasahuje na zmapované územie iba svojou južnou časťou, a to masívom Sľubice (1 129 m n. m.). Pohorie predstavuje vysoko vyzdvihnutú hrasť ohraničenú zlomami ssv.-jjz. a sz.-jv. smeru. Hrasť od Čiernej hory oddeľuje antecedentný prielom potoka Dolina.

Šarišská vrchovina ako makroforma predstavuje rozsiahlu brachysynklinálu. Na území vystupuje iba jej južná časť, ktorú nazývame Svinianska vrchovina (Karniš, 1959). Vrchovina má pahorkatinný až nízkovrchovinný reliéf prevažne s hladko modelovanými tvarmi. Brachyvrásovú štruktúru pohoria porušuje systém priečnych a pozdĺžnych zlomov. Väčšia časť dolín, resp. ich úsekov je založená na poruchách jz.-sv. a sz.-jv. smeru. Východná časť medzi dolinou Svinky a Košickou kotlinou je najnižšia a súčasne aj najmenej rozčlenená.

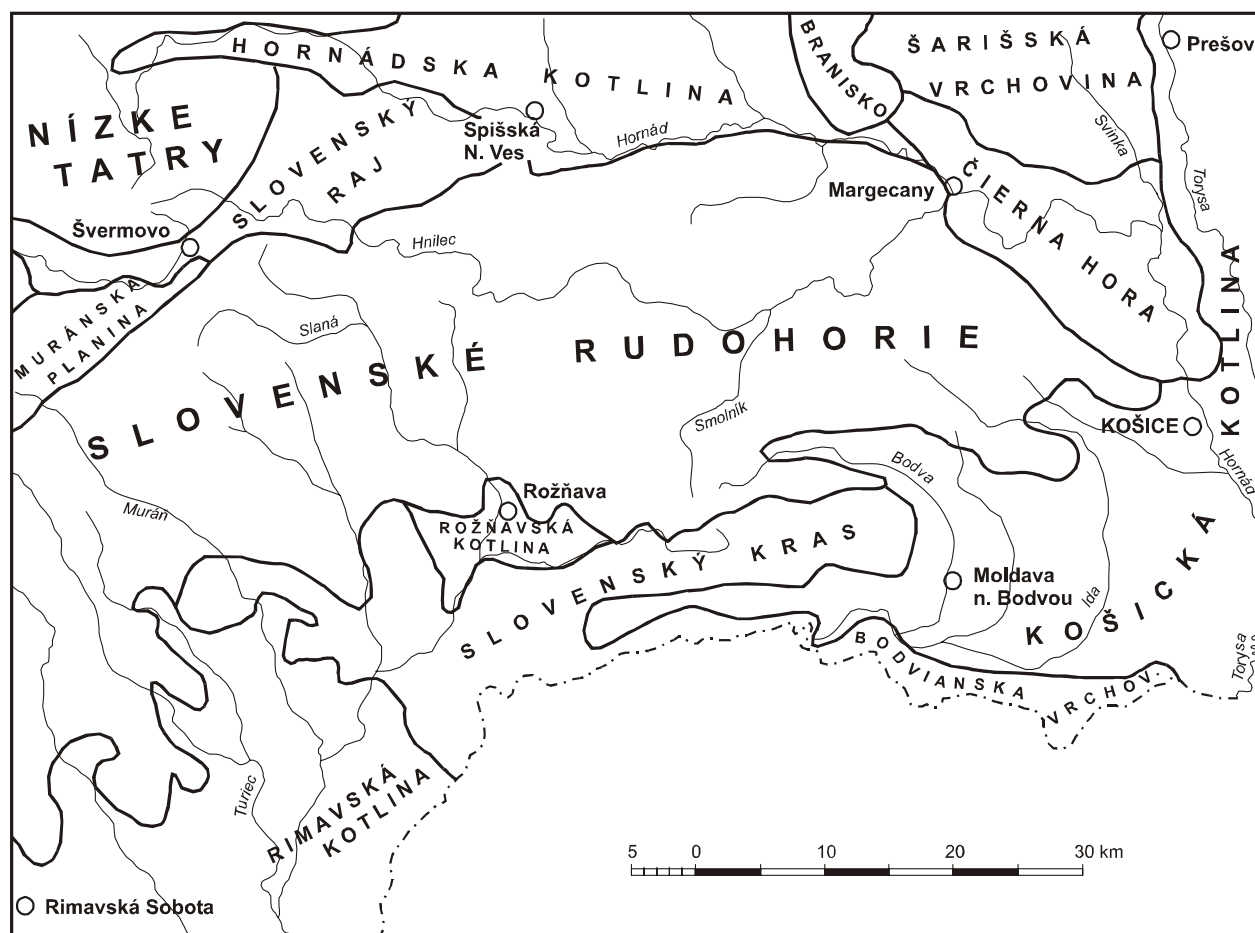
Čierna hora, aj keď tvorí tektonicky samostatnú jednotku, je v podstate geologickým a geomorfologickým pokračovaním Slovenského rudohoria. Reliéf Čiernej hory má prevažne ráz nižšej hornatiny, na menších plochách je aj vyššia hornatina s výškovými deniveláciami do 500 m. Západná časť pohoria budovaná kremencami je morfológicky pesteršia a vyššia ako východná časť. Výškový rozdiel medzi obidvomi časťami je podmienený zdvihom západnej časti pozdĺž línie, ktorú sleduje Bystrá. Hornád pozdĺžne rozrezáva pohorie, miestami antecedentnou dolinou s poklesnutými meandrami. Časť meandrov Hornádu sa viaže na poruchy najmä s.-j. smeru, ako na to poukazuje pravouhlá riečna sieť.

Nízke Tatry zasahujú na územie skupinou Kráľovej hole a vikartovskou hrasťou. Pohorie predstavuje mladú popaleogénnu megaantiklinálu so strmým sklonom na J a JV a miernejším sklonom na S. Kráľovoľhoľskú skupinu Nízkych Tatier charakterizujú dva typy reliéfu: hôľny reliéf ústredného chrbta a rázsochový reliéf jeho obvodu. Riečna sieť v skupine Kráľovej hole je usporiadaná excentricky. Medzi zdrojnicami Váhu a Hornádu prebieha boj o rozvodie. Na severnom okraji Nízkych Tatier pri intenzívnych zdvihoch vikartovskej hrasti a poklesoch Hornádskej kotliny nastala deštrukcia starej siete. Bystrá a Vernársky potok, pôvodne tečúce antecedentnými dolinami cez hrasť do Popradu, boli nútené obrátiť smer svojho toku do bazénu Hornádu.

Slovenské rudohorie zasahuje na územie východnou časťou Gemerského rudohoria a celým Spišským rudohorím. Stred megaantiklinály tvorí paleozoické pásmo, mezozoické komplexy sa uchovali na jeho obvode v synklinálnych pásmach (Muránska planina, Slovenský raj, Galmus a Slovenský kras). Z Gemerského rudohoria na územie zasahuje Revúcka vrchovina, Stolické vrchy s Muránskou planinou a podhorie tvorené blžskou a neovulkanickou Pokoradzskou tabuľou.

Stolické vrchy majú zložitú vrásovo-zlomovú štruktúru. Od Muránskej planiny a Revúckej vrchoviny ich oddeľujú zlomy. Stolické vrchy majú prevažne hornatinný, hlboko až veľmi hlboko rezaný reliéf s výškovými rozdielmi 300 – 600 m. Muránsku planinu buduje komplex mezozoických hornín s prevahou vápencov a dolomitov. Povrch planiny je málo členitý a má ráz pahorkatinného až vrchovinného reliéfu. Hojný je výskyt povrchových a podzemných krasových foriem.

Revúcka vrchovina zaberá východnú časť Gemerského rudohoria. Je sklonená zo S na J a vyznačuje sa hornatinným reliéfom. V jej morfológii sú zreteľné alpínske a neogénne štruktúry. Výrazná je najmä nižnoslanská depresia medzi Volovskými a Stolickými vrchmi. V reliéfe sa výrazne uplatňujú aj poruchy sz.-jv. smeru, na ktorých si Muráň, Štítnik, Slaná a Čierny potok vyhlbili doliny.



Obr. 1. Prehľad orografických celkov na území listu Košice (Mazúr a Lukniš, 1980).

Podhorie Gemerského rudohoria tvorí Blžská a Pokoradzská tabuľa. Tieto neovulkanické štruktúrne tabule sú zložené z andezitových tufov.

Spišské rudohorie geomorfologicky predstavuje mohutnú megaantiklinálu. Hnilec oddeľuje Volovské vrchy od Hnileckých vrchov na severe. Volovské vrchy pozostávajú z mohutného, na juhu vyklenutého chrbta a z početných rázsoch, ktoré z neho vybiehajú do oboch smerov. Krasová plošina Galmus v severnej časti Hnileckých vrchov je východným zakončením severogemeridného synklinória. V pohorí prevažuje hlboko rezaný reliéf s výškovými rozdielmi 300 – 500 m. V oblasti hlavného chrbta výškové rozdiely presahujú 600 m.

Slovenský kras je súčasťou juhogemeridného synklinória (Maheľ, 1954). Erozia riek v mladšom neogéne spôsobila rozčlenenie zarovnannej plošiny na systém kotlín, erozívnych brázd a subsekventných dolín. Tieto tvary majú inverzný charakter, lebo boli vymodelované v mäkkých spodnotriasových súvrstviach, ktoré vystupovali na povrch v jadrách antiklinál. Vápence a dolomity vystupujúce v jadrách synklinórií tvoria dnes vyvýšené pásma krasových planín alebo osamelé horské planiny. Krasové planiny Koniar, Plešivská, Silická, Zádielska a Jasovská planina sa vyznačujú typickými povrchovými a podzemnými krasovými formami.

Rimavská kotlina je súčasťou intravulkanickej brázd. Na územie zasahuje iba jej severná časť. Vznikla eróziou na terciérnych morských a jazerných sedimentoch a vyznačuje sa hladko modelovaným pahorkatinným reliéfom.

Bodvianska vrchovina tvorí morfológicky výrazné južné ohraničenie bodvianskeho výbežku Košickej kotliny. Je zložená z mladých neogénnych sedimentov, ktoré majú na povrchu zvyšky košickej štrkovej formácie. Podľa Mazúra, Lukniša a Kvitkoviča (1964) vrchovina predstavuje mladú zlomovo-kryhovú štruktúru.

Rožňavská kotlina vo vzťahu k Slovenskému rudohoriu a Slovenskému krasu predstavuje depresiu v štruktúrno-tektonickom, ale aj geomorfologickom zmysle. Kotlina je založená na antiklinálnom pruhu verfenských bridlic, ktoré vystupujú spod pliocénnej štrkovej formácie a kvartérnych sedimentov pri Rudne a Krásnohorskom Podhradí.

Hornádska kotlina sa vyznačuje pahorkatinným, miestami až nízkovrchovinným reliéfom. V reliéfe kotliny sa výrazne uplatňujú pruhy bridličnatého flyšu, na ktorých erózia vymodelovala neogénnu kotlinku Spišského Podhradia a erozívnu brázdnu s mätko modelovaným pahorkatinným reliéfom medzi Letanovcami a Spišskými Vlachmi. Medzi Hrabušicami a Smižanmi Hornád odrezáva severné okraje Slovenského raja. Podľa Mičiana (1962) tento prielomový úsek má epigeneticko-antecedentný charakter. Severozápadne od Hrabušíc kotlina prechádza do priekopovej prepadliny horného Hornádu. Na východe je Hornádska kotlina spojená s antecedentnou prielomovou dolinou Hornádu a Kluknavskou kotlinkou.

Horehronské podolie zasahuje na zmapované územie iba Hľpianskym úvalom, ktorý predstavuje megasyklinálne prehnutie.

Slovenský raj má podobnú stavbu ako Slovenský kras. Vrásnením mezozoických súvrství sa vytvorili antiklinálne a synklinálne štruktúry, zväčša v smere JZ – SV. Krasové planiny sa v Slovenskom raji zachovali v menšej miere. Väčší rozsah z planín Slovenského raja majú Glac a Geravy. Na povrchu planín nachádzame typické formy povrchového krasu – škrapy, úvaly, závrty a podobne. Z jaskýň je najvýznamnejšia Dobšinská ľadová jaskyňa.

Košická kotlina zasahuje na zmapované územie iba západným okrajom a bodvianskym výbežkom. Kotlina má erozívno-tektonický pôvod. Možno v nej odlíšiť dva stupne – poriečne nivy a kotlinovú pahorkatinu. Nivy sa tiahnu pozdĺž Hornádu a Torysy. Kotlinová pahorkatina predstavuje vyšší stupeň a tiahne sa medzi Torysou a Hornádom a pod úpäťm Slovenského rudohoria.

1.2. Pôdne pomery a ráz vegetácie

Geologické a geomorfologické pomery sú veľmi pestré. Odzrkadľuje sa to aj v zastúpení pôdných typov a vo vegetačnom kryte.

V dolinách riek a potokov v nížinnej aj v horskej časti sú zastúpené lužné aj nivné pôdy. Na suchších miestach nížinnej časti sú v prevažnej miere ilimerizované pôdy, na vápencoch rendziny, prípadne na iných výhrevných substrátoch pararendziny. Vyššie polohy pokrývajú rozličné subtypy hnedozemí a hnedozemných pôd, ktoré prechádzajú až do podzolových pôd. V najvyšších polohách územia sú zastúpené podzoly, prípadne nevyvinuté vysokohorské typy pôd. V krasových oblastiach Slovenského krasu na vápencoch sú miestne rozšírené *terrae calcis*.

Pôvodnú rastlinnú pokrývku celého územia tvorili lesy. Súčasná lesná pokrývka je oproti pôvodnej silno zredukovaná. V nížinnej časti, kde boli vhodné podmienky na poľnohospodárstvo, nezostala ani jedna pätina pôvodnej rozlohy lesov. Lesné zvyšky tvoria v prevažnej miere dub, agát a hrab. Z lužných lesov nezostali žiadne zvyšky. V pahorkatinnej časti sú hrabové dubiny, na neprístupných miestach dubiny. Horský stupeň s pôvodnými bučinami, najmä v Slovenskom rudohorí, je v súčasnosti zarastený smrekom. Pásmo smrečín siaha pomerne vysoko. Vo vyšších polohách k nim pribúda jedľa, borovica a smrekovec. Najvyššiu zalesnenú časť územia tvorí pásmo kosodreviny. Nad ňou sú už len bezlesné vysokohorské spoločenstvá rastlín, čiastočne využívané ako pasienky.

Z nestromovej vegetácie sa na vápencových plošinách Slovenského krasu zachovali teplomilné trávnaté spoločenstvá, ktoré slúžia ako pasienky.

Rastlinná pokrývka zmapovaného územia je v nížinnej časti úplne zmenená. Pôvodné rozsiahle teplomilné dubiny tu vystriedali poľnohospodárske kultúry. V horskej časti boli vymenené pôvodné bučiny a smrečiny. Ráz podobný pôvodnému si zachovali len vysokohorské bezlesné spoločenstvá rastlín.

1.3. Klimatická charakteristika

Stručný náčrt klimatických pomerov sa obmedzuje na opis klimatických oblastí a teplotných a zrážkových pomerov.

Klimatické oblasti sú vymedzené podľa klasifikácie klimatológov (Atlas podnebia ČSSR, 1958). Sú znázornené na obr. 2. Na území je príznačné pestré členenie terénu a veľmi zložitá orografia (veľké výškové rozdiely). To sa odráža aj v pestrosti klimatických oblastí.



Obr. 2. Mapa klimatických oblastí.

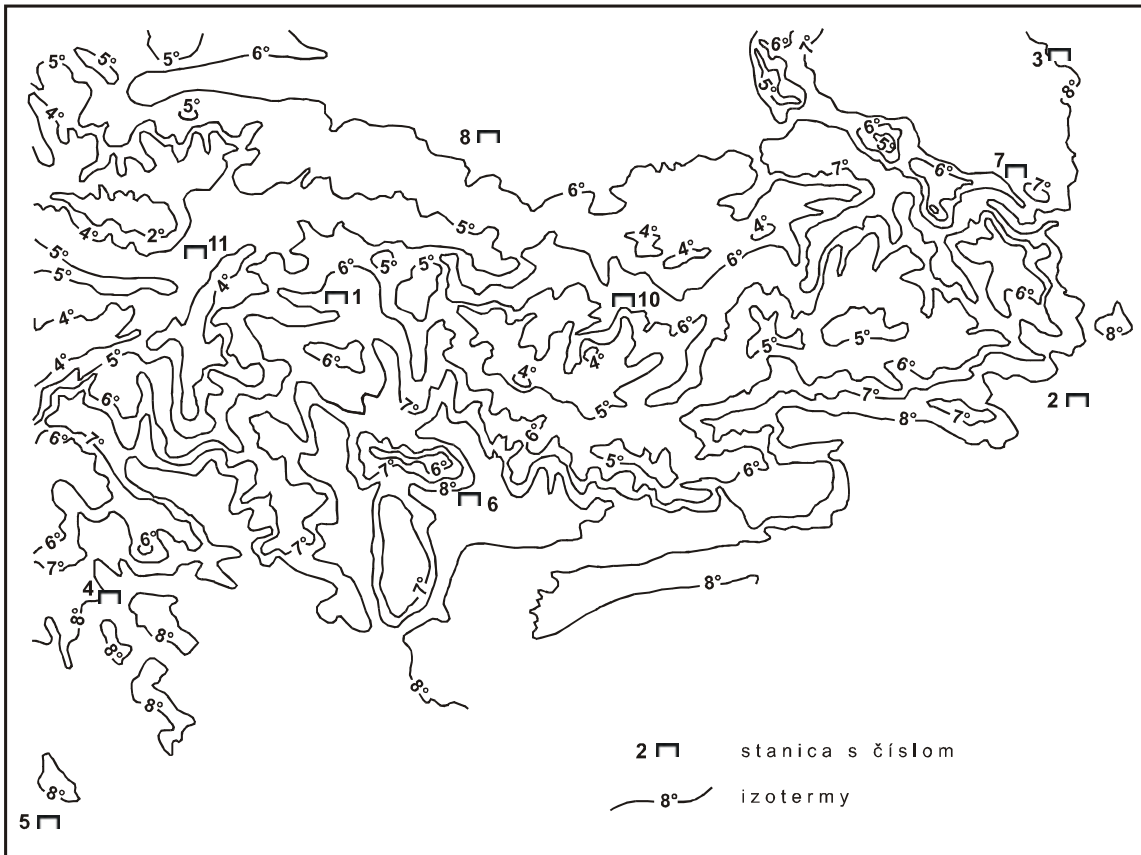
A4 – teplá, mierne suchá, s chladnou zimou; A6 – teplá, mierne vlhká, chladná zima; B4 – mierne teplá, mierne vlhká, studená zima; B5 – mierne teplá, mierne vlhká, vrchovinová; B7 – mierne teplá, vlhká, chladná zima; B8 – mierne teplá, vlhká, vrchovinová; B10 – mierne teplá, veľmi vlhká, vrchovinová; C1 – mierne chladná; C2 chladná, horská; C3 – studená, horská.

Teplotné pomery hodnoteného územia sa vyznačujú veľmi odlišnými črtami. V kotlinách sú veľké amplitúdy, na horách len malé, a to v rámci denného aj ročného pohybu teploty vzduchu. Prehľad teplotných pomerov je v tab. 1. Rozkvyv v priemerných ročných teplotách je veľký. Najvyššia priemerná teplota je zaznamenaná v Rimavskej Sobote, $+8,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, najnižšia na Kráľovej holi, $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. V dolinách za tuhej zimy klesne teplota od $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, v Spišskej kotline až pod $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$, v lete na juhu vystúpi nad $35\text{ }^{\circ}\text{C}$, v severných kotlinách nad $30\text{ }^{\circ}\text{C}$, na hrebeni Nízkych Tatier ostáva maximálna letná teplota nižšia ako $20\text{ }^{\circ}\text{C}$.

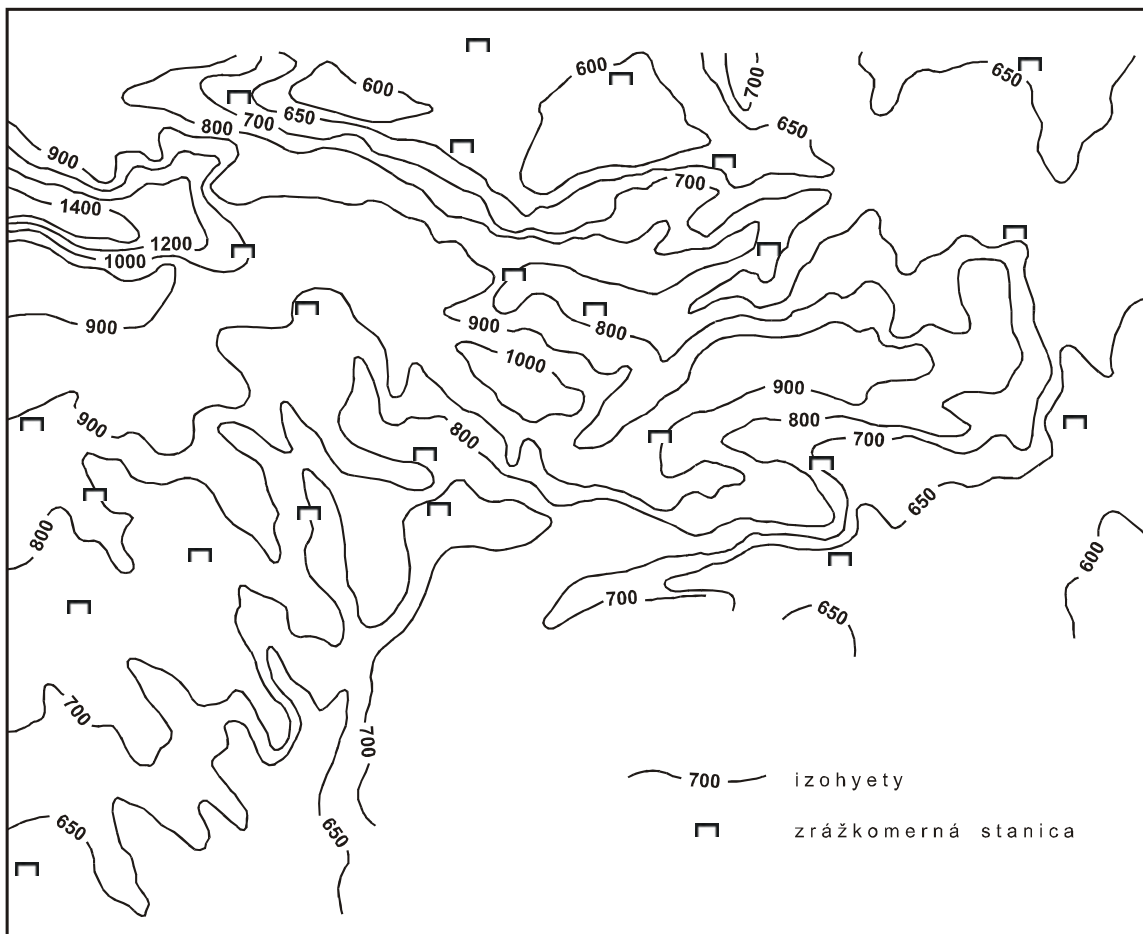
Celkový prehľad priemernej ročnej teploty je znázornený na obr. 3.

Tab. 1. Priemerná mesačná a ročná teplota vzduchu v $^{\circ}\text{C}$ 1931 – 1960).

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Dobšiná	-4,6	-3,1	1,0	6,8	12,3	15,4	17,2	16,4	12,1	7,1	2,3	-1,8	6,8
Košice	-3,6	-1,7	3,0	9,1	14,6	17,7	19,6	18,8	14,7	8,8	3,8	-0,5	8,7
Prešov	-3,9	-1,9	2,9	9,0	14,3	17,6	19,5	18,8	14,8	9,0	3,7	-0,7	8,6
Ratková	-4,8	-2,3	2,7	9,0	14,0	17,5	19,4	18,3	14,2	8,2	3,1	-1,7	8,1
Rimavská Sobota	-4,0	-1,9	3,4	9,6	14,8	18,2	20,0	19,0	14,9	8,8	3,7	-1,0	8,8
Rožňava	-4,0	-1,7	3,0	9,0	14,4	17,4	19,1	18,2	14,1	8,4	3,5	-0,9	8,4
Ruské Peklány	-5,0	-3,0	1,7	7,9	13,0	16,3	18,1	17,2	13,0	7,4	2,6	-1,6	7,3
Spišská Nová Ves	-5,8	-3,3	1,1	7,0	12,4	15,6	17,3	16,5	12,6	7,1	2,1	-2,1	6,7
Štós – kúpele	-4,5	-2,7	1,6	7,0	12,2	15,3	17,3	16,7	13,4	8,1	2,5	-1,7	7,1
Švedlár	-5,6	-3,2	0,8	6,6	11,7	15,2	16,8	16,0	12,0	6,7	1,9	-2,2	6,4
Švermovo	-6,3	-4,8	-1,3	4,4	9,6	12,8	14,9	14,1	10,5	5,7	0,5	-3,4	4,7



Obr. 3. Mapa priemernej ročnej teploty vzduchu v °C (1931 – 1960).



Obr. 4. Mapa priemerných ročných úhrnov zrážok v mm (1931 – 1960).

Zrážkové pomery tohto územia sú pomerne pestré. Z mapy zrážok (obr. 4) a z tab. 2 vidieť, že najnižšie ročné úhrny sú v Hornádskej kotline a v južnej časti Košickej kotliny (600 mm). Najvyššie ročné úhrny zrážok sú na vrcholoch Nízkych Tatier, kde dosahujú hodnoty viac než 1 400 mm, a v Slovenskom rudohorí viac než 1 000 mm. Na zrážkové úhrny vplýva kontinentálna poloha tejto oblasti.

Najvyššie množstvo zrážok je v letných mesiacoch, keď sa v horách vyskytujú výdatné dažde zapríčinené búrkovou činnosťou. Najmenšie množstvo zrážok je v zimných mesiacoch, v januári a februári. Prehľad zrážok na vybraných staniách je v tab. 2.

Tab. 2. Priemerný úhrn zrážok v mm (1931 – 1960) (podľa SHMÚ, 1966, 1972).

P. č.	Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1.	Betliar	32	36	33	40	78	96	97	78	52	51	63	48	704
2.	Dobšiná	44	43	47	51	95	125	115	89	63	62	81	62	877
3.	Dobšinská ľad. jaskyňa	45	48	52	60	111	133	118	109	67	70	81	60	954
4.	Gelnica	29	28	32	41	76	102	107	88	51	52	50	36	692
5.	Hranovnica	30	27	32	39	75	99	88	89	46	43	47	32	647
6.	Jasov	33	36	33	41	82	92	91	73	48	53	63	45	690
7.	Jelšava	40	39	39	40	85	107	92	81	50	53	67	54	747
8.	Košice – letisko	30	31	27	40	71	86	83	80	50	46	55	37	636
9.	Krompachy	25	26	30	35	71	89	100	84	45	46	44	30	625
10.	Kysak	33	34	30	40	70	90	94	84	49	51	55	38	688
11.	Levoča	26	22	27	35	71	91	97	81	51	44	41	30	616
12.	Moldava nad Bodvou	30	34	29	36	78	85	82	73	44	46	54	39	630
13.	Muráň	43	48	46	47	89	110	103	84	59	62	77	65	833
14.	Nálepkovo	33	33	39	50	87	111	112	94	51	59	60	41	770
15.	Prešov	28	27	27	38	63	90	98	80	54	46	40	30	621
16.	Revúca	41	41	43	45	83	104	88	84	54	55	75	60	773
17.	Rožňava	34	35	32	40	81	98	93	78	52	48	59	45	695
18.	Spišská Nová Ves	25	22	30	38	77	100	99	84	47	44	44	31	641
19.	Spišské Podhradie	24	22	26	32	61	82	91	82	43	40	37	27	567
20.	Štítnik	31	34	30	41	80	89	90	71	47	50	61	48	672
21.	Štós	42	44	45	51	101	106	108	92	58	64	76	53	840
22.	Švedlár	32	34	42	46	93	103	116	93	55	58	62	44	778
23.	Rimavská Sobota	34	32	32	38	72	84	78	71	47	44	64	44	640
24.	Ratková	38	40	42	42	81	97	80	74	53	56	67	56	726

Bližšie údaje o zrážkach v tejto oblasti sú v publikácii Klimatické a fenologické pomery Východoslovenského (1972) a Stredoslovenského kraja (1966).

Vzhľadom na veľkú vertikálnu členitosť terénu dôležitým klimatickým činiteľom v tejto oblasti je snehová pokrývka. Sneženie vo vysokých polohách Nízkych Tatier sa vyskytuje po celý rok. Snehová pokrývka sa môže vytvoriť už začiatkom septembra a môže trvať až do konca júna. V nižších polohách (Košická a Rimavská kotlina) sa snehová pokrývka vyskytuje priemerne od začiatku decembra do prvej dekády marca. V polohách okolo 500 m sa snehová pokrývka vyskytuje priemerne od polovice novembra do konca marca. V horských oblastiach s nadmorskou výškou okolo 1 000 m nastupuje snehová pokrývka po 20. októbri a udržuje sa až do konca apríla.

1.4. Hydrografia a hydrológia

Územie odvodňuje Dunaj a jeho prítoky do Čierneho mora. Výnimkou je územie s rozlohou 11 km² patriace do povodia Popradu, ktoré sa odvodňuje do Baltského mora. Hodnotenú územie patrí k týmto povodiam: Slaná 4-31, Hornád 4-32, Hron 4-23, Váh 4-21, Poprad 3-01.

Značná časť zmapovaného územia patrí k povodiu Slanej (4-31). Väčším prítokom Slanej je Dobšinský potok, potom ľavostranné prítoky Vlachovský potok, Rožňavský potok a Čremošná a pravostranné prítoky Kobeliarovský potok, Hončiansky potok, Štítnik, Muráň a Turiec. Bodva sa vlieva do Slanej v Maďarsku.

Tab. 3. Prehľad hydrologických údajov (podľa SHMÚ, 1974).

P. č.	Hydrologické číslo stanice	Stanica	Tok	Pozor. od r.	Vyhodn. pram. od roku	Plocha povodia (km ²)	Priem. prietok (m ³ · s ⁻¹)	Memný odtok I. (s ⁻¹ · km ²)	Prietoky prekročené počas dní v roku (m ³ · s ⁻¹)				Mesačné priemerné prietoky pozorované v rokoch 1931 – 1960 (m ³ · s ⁻¹)				Pozn.		
									270	330	355	364	V	VI	VII	VIII		IX	X
									0,36	0,27	0,15	0,11	0,80	0,67	0,56	0,49		0,82	0,60
1	4-21-01-005-01	Liptovská Teplička	Čierny Váh	1966	1961, 1980	61,80	1,47	23,79		1,22	1,05	0,91	0,81	0,94	2,04				
2	4-23-01-011-01	Zlanno	Hron	1925, 1967	1967	79,28	1,60	20,18	0,31	1,74	1,39	0,99	0,93	1,96	2,76				
3	4-23-01-014-01	Zlanno	Havraník	1949	1967	16,38	0,229	13,98		0,31	0,21	0,094	0,096	0,29	0,76				
4	4-31-01-011-01	Dobšiná	Dobš. p.	1923	1931	31,97	0,72	22,52	0,11	0,80	0,67	0,56	0,49	0,82	1,08				
5	4-31-01-013-01	Dobšiná – odpad. k.	Hmielec	1969	1969	-	0,989			0,36	0,36	0,42	0,58	0,73	1,54				
6	4-31-01-017-01	Vlachovo	Slaná	1921	1922	123,16	2,26	18,35	0,29	2,51	1,97	1,55	1,59	2,64	3,61				
7	4-31-01-029-01	Gemerská Poloma	Suľov. p.	1923, 1966	1963	57,38	0,62	10,81		0,44	0,42	0,28	0,46	0,91	1,61				
8	4-31-01-033-01	Rožňava	Slaná	1921 – 1963, 1967 – 1968	1968	299,70	4,67	15,58		2,96	2,57	3,12	4,57	6,47	10,36				
9	4-31-01-074-01	Štítnik	Štítnik	1924, 1967, 1968	1931	129,63	1,81	13,96	0,14	2,17	1,92	1,39	1,42	2,75	2,71				
10	4-31-02-003-01	Čoltovo	Slaná	1899	1922 – 1929, 1931	849,90	9,16	10,78	0,82	9,49	7,75	6,05	6,29	12,22	15,44				
11	4-31-02-026-01	Lubeník	Muráň	1942	1962	234,50	2,72	11,60		2,41	1,96	1,27	2,68	4,34	7,29				
12	4-31-02-084-01	Gehynce	Turiec	1969	1970	303,78	1,87	6,16		0,90	1,02	2,02	2,08	3,89	4,90				
13	4-31-03-064-01	Rimavská Sobota	Rimava	1921	1922	594,30	4,72	7,94	0,49	5,12	4,96	3,86	4,44	8,83	7,91				
14	4-31-04-125-01	Veľký Blh	Blh	1925, 1967	1967	155,05	0,79	5,10		0,54	0,68	0,82	1,59	1,97	1,64				
15	4-31-04-011-01	Nížny Medzev	Bodva	1940	1941	96,30	0,78	8,10	0,10	0,75	0,73	0,55	0,82	1,25	2,12				
16	4-31-04-025-01	Moldava n/Bodvou	Bodva	1951	1965	194,20	1,55	7,98		1,28	1,43	1,12	2,36	2,61	3,94				
17	4-31-04-030-01	Hýľov – Mexiko	Ida	1967	1967	34,06	0,45	13,21		1,66	1,28	1,03	0,93	0,60	1,21				
18	4-31-04-032-01	Šaca	Ida	1952	1953	74,55	0,56	7,51	0,06	0,72	0,54	0,53	0,35	0,19	0,14				
19	4-31-04-075-01	Turňa n/Bodvou	Bodva	1933	1941 – 1950, 1966	659,7	3,87	5,87		0,55	0,61	0,33	0,81	1,01	1,08				
20	4-31-04-086-01	Turňa n/Bodvou	Turňa	1967	1968	185,02	1,08	5,84		0,65	0,63	1,33	1,58	1,73	1,81				
21	4-32-01-009-01	Hranovnica	Hornád	1951	1965	113,50	1,04	9,16		1,14	0,93	1,09	0,82	0,61	0,62				
22	4-32-01-017-01	Spišský Štiavnik	Gánov. p.	1951	1967	31,60	0,19	6,01		0,74	0,81	0,73	0,99	1,34	2,16				
							0,19	0,15		1,33	1,54	0,96	0,86	0,49	0,50				
							0,18	0,26		0,19	0,11	0,11	0,15	0,26	0,26				
							0,18	0,18		0,18	0,19	0,18	0,26	0,18	0,18				

Tab 3. – pokračovanie.

P. č.	Hydrologické číslo stanice	Stanica	Tok	Pozor. od r.	Vyhodn. pram. od roku	Plocha povodia (km ²)	Priem. prietok (m ³ · s ⁻¹)	Memý odtok 1. (s ⁻¹ · km ⁻²)	Prietoky prekročené počas dní v roku (m ³ · s ⁻¹)					Mesačné priemerné prietoky pozorované v rokoch				Pozn.			
									270	330	355	364	1931 – 1960 (m ³ · s ⁻¹)								
													V	VI	VII	VIII	IX		X		
22	4-32-01-017-01	Spišský Štiavnik	Gánov. p.	1951	1967	31,60	0,19	6,01					0,19	0,11	0,15	0,18	0,26	0,26	0,18		
23	4-32-01-023-01	Hrabušice	Hornád	1952 – 1962, 1965	1967	219,60	2,59	11,79					2,29	2,72	1,88	2,37	1,95	3,25	1,55	5,06	
24	4-32-01-027-01	Hrabušice	V. B. Voda	1959	-	39,89							3,46	2,72	1,95					1,28	
25	4-32-01-033-01	Spišská N. Ves	Hornád	1970		336,52															
26	4-32-01-049-01	Levoča	Levoč. p.	1959	1967	61,77	0,51	8,26					0,32	0,42	0,61	0,54	0,43	0,80	0,18	0,15	0,94
27	4-32-01-080-01	Spišské Vlachy	Hornád	1920	1931, 1967	809,25	6,21	7,67	0,90	1,20	1,59	2,24	6,96	4,83	3,44	7,49	6,19	3,90	8,88	10,5	3,67
28	4-32-02-008-01	Stratená	Hnilec	1953	1954	68,23	1,12	16,42					1,00	0,73	0,46	1,36	1,02	0,87	0,67	2,38	
29	4-32-02-036-01	Pila na Hrabliach	Hnilec	1931	1931	354,71	4,85	13,67	0,82	1,21	1,43	2,05	6,39	4,16	3,01	3,06	3,95	5,94	2,91	2,88	8,00
30	4-32-02-060-01	Gelnica	Hnilec	1921	1966	564,12	5,78	10,25					5,87	5,05	4,05	5,88	5,04	6,62	3,13	2,12	12,80
31	4-32-02-067-01	Jaklovce	Hnilec	1920, 1968	1921 – 1925, 1931 – 1968, 1969	654,45	7,72	11,80	1,21	1,62	2,84	2,84	10,23	6,46	5,05	8,17	4,75	9,92	4,39	13,36	4,69
32	4-32-03-019-01	Široké	V. Svinica	1968	1968	21,93	0,129	5,88					0,062	0,048	0,102	0,086	0,214	0,142	0,078	0,217	0,068
33	4-32-03-052-01	Bzenov	Svinica	1927 – 1968, 1969	1969	293,50	1,56	5,32					0,80	0,84	1,40	2,18	2,10	2,10	0,88	0,69	2,37
34	4-32-03-056-01	Olišovce	Svinica	1927	1931	343,95	1,90	5,52	0,32	0,45	0,62	0,85	1,89	1,44	1,21	1,21	1,79	2,93	1,35	2,95	1,36
35	4-32-03-058-01	Kysak	Hornád	1927	1928	2 345,7	19,4	8,27	3,21	4,30	5,32	7,25	2,32	2,19	2,18	11,7	17,6	26,6	11,5	32,8	
36	4-32-03-063-01	Ťahanovce	Hornád	1963	1966	2 403,04	20,02	8,33					16,26	15,33	10,81	22,42	20,61	27,77	11,88	43,28	8,34
37	4-32-04-077-01	Prešov	Torysa	1969	1970	673,89	4,72	7,00					1,78	2,21	4,01	3,45	6,31	9,65	2,59	7,18	1,70
38	4-32-04-122-01	Solivar	Sekčov	1925, 1965	1941 – 1950, 1961	351,34	2,26	6,43					4,91	6,33	6,48	6,31	2,54	5,49	4,22	0,91	4,22
39	4-32-04-130-01	Haniska	Torysa	1946	-	1 089,90							2,01	2,64	2,20	1,82					
40	4-32-04-151-01	Košické Oľšany	Torysa	1920	1931	1 298,31	7,99	6,15	0,90	1,35	1,88	2,85	7,50	5,60	4,94	6,22				15,2	14,4
41	4-32-05-034-01	Ždaňa	Hornád	1956	1958	4 231,75	30,05	7,10	4,72	6,30	8,18	11,8	20,75	22,67	16,19	25,62	47,48	60,72	15,84		
42	4-32-05-054-02	Seňa	Sokolian. p.	1970	1970	35,63							30,69	39,04	37,28	29,25					

Spr. od r. 1958

Rieka Hornád priberá dva veľké prítoky – pravostranný Hnilec a ľavostrannú Torysu. Z významnejších ľavostranných prítokov treba spomenúť Gánovský potok, Brusník, Levočský potok a Branisko a z pravostranných je to Bystrica, Vernársky potok, Veľká Biela voda, Holubnica, Rudniansky potok, Slovinský potok a Hnilec.

Z povodia Hrona (4-23) na územie zasahuje jeho pramenná oblasť. Do Hrona prameniaceho pod kótou Besník pritekajú menšie krátke toky: Zubrovica, Šumiacky potok, Havraník a Ždiarsky potok.

Povodie Váhu (4-21) obdobne ako povodie Hrona zasahuje na mapované územie len svojou pramenou oblasťou V povodí Slanej je 17 vodomerných staníc, z toho 3 na Slanej, ostatné na jej prítokoch. Základné hydrologické údaje sú spracované v tab. 3.

V povodí Hornádu je 19 vodomerných staníc, z toho na Hornáde je ich 6, ostatné sú na prítokoch. Hydrologické údaje sú spracované v tab. 3.

V pramennej oblasti Čierneho Váhu je jedna pozorovacia stanica – v Liptovskej Tepličke. Hydrologické údaje sú v tab. 3.

V pramennej oblasti Hrona sú dve vodomerné stanice, jedna na Hrone, druhá na jeho prítoku Havraník. Hydrologické údaje sú spracované v tab. 3.

2. PREHLAD GEOLÓGIE

2.1. Regionálne geologické zaradenie

Územie zobrazené na liste Košice charakterizuje veľmi zložitá geologická stavba. Opis geologickej stavby sťažuje značný časový odstup od zostavenia a publikovania mapy a od publikovania vysvetľujúceho textu. Práve v tejto časti Západných Karpát totiž za posledných dvadsaťpäť rokov nastali podstatné zmeny v nazeraní na geologickú stavbu. Z územia, ktoré sa považovalo za územie s relatívne jednoduchou a dostatočne objasnenou stavbou, sa zrazu stalo územie veľmi komplikované, so zďaleka nie objasnenou stavbou, svojou zložitosťou porovnateľné asi iba s bradlovým pásmom.

Územím prebiehajú viaceré významné línie a zlomy – rožňavská, margeciansko-lubenická a pohorelská línia, štítický zlom a muránsky zlom, ktoré oddeľujú základné jednotky. K skupine centrálne Západné Karpaty patria Nízke Tatry, Branisko a Čierna hora a k vnútorným Západným Karpatom Muránska planina, Stratenská hornatina (Slovenský raj), Galmus s východnou časťou „severogemeridného synklinória“, nižnoslanská depresia a Slovenský kras.

Na ich stavbe sa podieľajú tieto tektonické jednotky: tatrikum, veporikum, hronikum, gemerikum, meliatikum, turnaikum a silicikum. Tieto jednotky sú ponásúvané na seba z juhu na sever vo forme alpínskych príkrovov, pričom tatrikum je najnižšia jednotka a silicikum najvyššia. Budujú ich horniny kryštalinika, ktorých plášť tvorí mezozoikum so zložitou geologickou stavbou. Na nej sa okrem autochtónnych jednotiek podieľajú aj príkrovové jednotky.

Štruktúrne elevácie sú rozčlenené medzihorskými depresiami a vnútornými kotlinami. Tie sú vyplnené vnútrokarpatským paleogénom v Hornádskej kotline a v Šarišskej vrchovine a neogénnymi molasovými sedimentmi v Horehronskom podolí, v Rimavskej, Prešovskej a Moldavskej kotline. S vývojom Prešovsko-moldavskej kotliny sú späté mohutné prejavy vulkanizmu.

2.2. Charakteristika geologickoštruktúrnych celkov

2.2.1. Kryštalinikum

Kryštalinikum na zmapovanom území patrí do dvoch tektonických jednotiek – tatrika a veporika.

Tatrikum predstavuje severná časť Braniska – masív Smrekovice. Veporikum tvorí podstatnú časť kryštalinika zmapovaného územia – južnú časť Braniska, oblasť Kráľovej hole a oblasť kohútskeho kryštalinika. Kryštalinikum budujú tak magmatické horniny (rozličné typy granitoidných hornín), ako aj prográdne a retrográdne metamorfované horniny – svory, ruly, migmatity, ortoruly aj fylonity. Polyfázové tektonometamorfné prepracovanie kryštalinika je odrazom alpínskych a starších, predmezozoických orogenetických procesov.

Oblasť Braniska a Čiernej hory

Severnú, tatrídnu časť pohoria budujú biotitické a dvojsľudové orto- a pararuly, ako aj migmatity. Ojedinele pozdĺž štátnej cesty Spišské Podhradie – Prešov sú známe aj výskyty amfibolitov. Biotitické a dvojsľudové ruly sú miestami injektované kremenno-živcovým materiálom, pričom tvoria rozličné typy migmatitov. Z tohto komplexu sú známe aj vyššie metamorfované sillimanitové rulové horniny s granátom a reliktnými kyanitmi. Smer metamorfnej foliácie je V – Z, s úklonom na sever. Južne od štátnej cesty sa v Branisku vyskytujú apliticko-pegmatitické granitoidy.

Granitoidy „d'umbierskeho“ typu sa vyskytujú v severnej časti pohoria, už mimo zmapovaného územia. Severozápadný okraj tatrídnej časti tvorí poľanovský zlom, z jv. strany pozdĺž výrazného šindliarskeho zlomu sa kryštalinikum stýka s paleogénnymi sedimentmi.

Juhovýchodnú, veporidnú časť Braniska budujú horniny s ortorulovým, migmatitickým a svorovým zložením. V oblasti Sľubice sú vyvinuté migmatity s prevládajúcim paleosómom prevažne stromatitických, nebulitických a ofalmitických typov. Južne od tohto pruhu sú chloriticko-sericitické, granátické a iné typy svorových hornín, lokálne s vložkami amfibolitov. Na generálnej mape 1 : 200 000 sa tieto horniny označujú ako diaftoritizované ruly a tento pruh sa tiahne od Sľubice jv. smerom v dĺžke 20 km.

Približne od Margecian sa tieto svorové horniny jv. smerom tektonicky stýkajú s granitoidmi doliny Hornádu. Granitoidy sú v tektonickej superpozícii na podložných metamorfovaných horninách. Tieto výskyty sa geograficky pričleňujú už k masívu Čiernej hory. Zloženie granitoidov varíruje od tonalitov po granity, pomerne často sa vyskytujú hybridné granitoidy. Miestami sú granitoidné horniny výrazne tektonodeformačne postihnuté – fylonitizované. Ďalšie izolované výskyty granitoidov vystupujú v severnom okolí Košíc.

Branisko sa do dnešnej podoby hrasti sformovalo v neogéne. Celkove môžeme povedať, že obe časti pohoria (tatrindná a veporidná) sú pomerne intenzívne tektonodeformačne porušené. Výraznejšie poruchy sa najčastejšie viažu na rozhranie litologicky a stratigraficky odlišných horninových komplexov.

Oblasť Kráľovej hole

Po geologicko-tektonickej stránke túto oblasť rozdeľuje sv.-jz. tektonická porucha – pohorelská línia v zmysle Zoubka (1959). Severozápadná časť územia patrí do tzv. kraklovskej podzóny, juhovýchodná časť do podzóny Kráľovej hole. V oblasti kraklovskej podzóny sa vyskytujú rozličné variety svorových ± fylitických (ako aj fylonitizovaných – diaftoritizovaných) hornín, v menšej miere sa vyskytujú produkty vyššej metamorfózy, ruly a amfibolity. Prakticky celý súbor hornín sa začleňuje do staropaleozoického komplexu, ktorý buduje podložie nasunutého kráľovohoľského komplexu (Klinec, 1966). Metamorfované horniny tejto oblasti sa vyznačujú výraznou foliáciou – bridličnatosťou, pričom pôvodná, metamorfná foliácia je často prekrytá mladšou, deformačnou foliáciou. Podobne granitoidy vystupujúce v tejto oblasti sú výrazne tektonodeformačne postihnuté. Tvoria tektonické šupiny v nadloží metamorfovaných hornín. Z granitoidných hornín sa najčastejšie vyskytujú biotitické granodiority, menej sú zastúpené dvojsľudové granity a biotitické tonality. V dôsledku tektonického násunu granitoidov na metamorfovaný komplex sa v bazálnych častiach vytvorili výraznejšie polohy mylonitov až blastomylonitov (Vrána, 1966). Násunová plocha má prevažne subhorizontálnu orientáciu. Výrazná tektonická deformácia veporského kryštalinika je spätá s vrchnokriedovým skrútením priestoru a presunom príkrovov. Predalpínske štruktúry (v.-z. smeru) môžeme vo veporiku pozorovať len v migmatiticko-granitoidných komplexoch fixovaných mladšou granitizáciou (Siegl, 1982).

Oblasť kohútskeho kryštalinika

Zo severozápadnej strany túto oblasť ohraničuje muránsky zlom (Zoubek, 1931), z juhovýchodnej strany oblasť kohútskeho kryštalinika lemuje lubenícko-margecijska línia (Zoubek, 1956). Masív Kohúta budujú strednozrné porfýrické biotitické granodiority až tonality tzv. veporského typu, ako aj hybridné biotitické a biotiticko-muskovitické granodiority s časťami polohami migmatitov a pararúl. Miestami sú tieto typy preniknuté apofýzami mladších leukokratných granitoidov. Z metamorfovaných hornín dominujú biotitické pararuly a migmatity. V oblasti Muráňa sa vyskytujú svorové polymetamorfované horniny, v minulosti označované ako „muránske žuloruly“. V oblasti Hladomornej doliny sa zase vyskytujú sivasté biotitické fylity až svory. Juhovýchodný okraj kohútskeho kryštalinika budujú horniny permsko-triasového obalu – arkózy a kvarcity. Tektonodeformačné postihnutie tejto oblasti, podobne ako kráľovohoľskej, je pomerne značné. Reprezentuje ho intenzívna mylonitizácia najmä granitoidných hornín. Regionálna penetračná alpínska metamorfóza dosahuje podľa Vránu (1966) stabilitu kyanidu.

2.2.2. Paleozoikum

Paleozoikum je vyvinuté najmä vo východnej časti Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier, v gemeriku, vo veporiku, v menšej miere je vyvinuté aj v pohorí Branisko a Čierna hora.

Geologická stavba celého územia má príkrovový charakter a vznikla v priebehu alpískych orogenetických procesov. Počas alpískych tektonometamorfných procesov bol prepracovaný aj starší hercýnsky stavebný plán a včlenený do nového alpískeho stavebného plánu (Bajaník a Hanzel et al., 1983).

V gemeriku najstaršia je **gelnická skupina** (Andrusov a Matejka, 1931). Reprezentuje ju flyšová formácia, pre ktorú je charakteristická polyrytmická klastická sedimentácia, spestrená kyslým vulkanizmom. Hrúbka klastických sedimentov je od mikrokonglomerátov cez kremité droby až po najjemnejšie prachovce až ílovcy. Túto kontinuitu zjemňovania sedimentov v prípade jemných facií spestruje ojedinelý výskyt kalových karbonátov, grafitických bridlic a lyditov, ktoré sú zvyškami organickej sedimentácie. Kyslý vulkanizmus predstavujú najmä vulkanoklastické sedimenty paleoryolitov, paleoryodacitov a paleodacitov. Tvoria 30 až 35 % z celkového objemu sedimentov.

Vlachovské súvrstvie je najstaršia litostratigrafická jednotka vyskytujúca sa v okolí Vlachova, Gočova a na Podsúľovej. Flyšové sedimenty reprezentujú predovšetkým kremenné droby a rytmicky sedimentované a drobno laminované metamorfované pieskovce až sericitické fylity s vložkami lyditov.

Vek vlachovského súvrstvia bol preukázaný palynologicky na viacerých lokalitách (Vlachovo, profil Vlachovo – Suchý vrch, Podsúľová). Majú vek vrchné kambrium až ordovik. Vlachovské súvrstvie sa skladá z troch mezorytmov. Najvrchnejší mezorytmus má vek spodný až stredný silúr. Je typický tým, že má najbohatší vývoj karbonátov, ktoré boli v alpínskej zrudňovacej etape hydrotermálne metasomaticky zmenené na ankerity a siderity. Tento horizont je najbohatší na výskyt lyditov.

Súvrstvie Bystrého potoka je vyššia litostratigrafická jednotka. Zaberá centrálnu časť gelnickej skupiny. Najspodnejšiu, najdetritickejšiu faciú má vyvinutú v Starovodskej doline a v doline Bystrého potoka, v oblasti Kobyliara, východne od Smolníckej Pily a na Kojšovskej holi. Súvrstvie vytvára samostatný mezorytmus. Sedimenty gradačne zvrstvených mikrokonglomerátov a hrubozrnných kremenných drôb postupne prechádzajú do jemnejších facií, kde prevládajú laminované fylity. Sedimentácia je prerušená prínosom vulkanoklastického materiálu. Podstatná časť vulkanizmu je rozšírená v okolí Kojšovskej hole. V tomto vulkanizme paleodacity vysoko prevládajú nad ryodacitmi. Paleobazalty sa vyskytujú len sporadicky. Najvyššie členy sú zložené z viac alebo menej detritickej faciie subflyšu až kryptoflyšu. Aj v tomto horizonte sa vyskytujú karbonátové telesá a lydity. Známe sú ložiská Nižná Slaná – Monó (Emanuel), výskyt Betliar, Čučma a Bystrý potok. Vek tohto horizontu na základe palynomorf bol na mnohých lokalitách stanovený na vrchný silúr, pričom niektoré formy svojim rozpätím dosahujú hranicu spodného devónu (Snopková a Snopko, 1979; Papšíková a Grecula, 1983).

Najvyššie leží **drnavské súvrstvie**. Vystupuje v južnej časti gelnickej skupiny od Rožňavy-Kúpeľov cez Raču, Smolník a Medzev po Poproč, na severnej strane od Mníška nad Hnilcom cez Helcmanovce a Gelnicu po obec Kojšov. Pre drnavské súvrstvie sú charakteristické dva mezorytmy. Pre najspodnejší súbor litofácií je typický výskyt lyditov v okolí Smolníka a Smolníckej Huty, pokračujúci aj na východ. Pre druhý súbor litofácií je typický výskyt synsedimentárneho sulfidického ložiska bohatého na tmavé grafitické fylity, ale aj na paleobazaltové tufy s telesami olistolitov gabrodioritového charakteru. Aj ďalší vyšší horizont má vyvinuté telesá lyditov v doline Veľký Kotlínec. Menšie telesá sa vyskytujú v okolí Pipitky a v okolí Poproč.

Podobné pomery pozorujeme aj v severnom pruhu. Aj spodný súbor litofácií má vyvinutý lyditový horizont. Vyšší lyditový horizont je vyvinutý aj v severnej časti. Všetky telesá lyditov sú v každom súbore litofácií vyvinuté vo viacerých úrovniach nad sebou. Zistený vek súvrstvia je spodná časť spodného devónu (Čorná a Kamenický, 1976; Snopková a Snopko, 1979; Ivanička, Snopko a Snopková, 1986; Snopková, 1984; Papšíková a Grecula, 1983).

Vyššie sa nachádza **rakovecká skupina** (Andrusov, 1958). Od staršej gelnickej skupiny je oddelená spišskou fázou vrásnenia (Máška, 1955). Sedimenty gelnickej a rakoveckej skupiny boli počas hercýnskeho vrásnenia epimetamorfované. Vytvára asymetrické usporiadanie po okrajoch gelnickej skupiny, pričom jej podstatná časť je rozšírená na severe. V nej bazálne **smrečinské súvrstvie** reprezentuje komplex kremencov a pieskocov striedajúci sa s fylitmi. V súvrstvi sa sporadicky nachádzajú polohy metadiabasov a ich tufov. Ekvivalentom tohto súvrstvia je **štóske súvrstvie**, rozšírené v južnej časti.

Vyššie ležiace **sykavské** (vulkanogénne) súvrstvie je hlavný a charakteristický člen rakoveckej skupiny. Z vulkanických typov hornín sú preň typické metadiabasy. Je to celý komplex výlevných typov hornín. Najrozšírenejšie typy výlevných hornín sú vyvinuté v okolí Nálepky a Babinej, odkiaľ sú známe aj *pillow* lávy, ako aj sillové, ložné telesá. V okolí Dobšinej a Klátova sú vyvinuté aj výraznejšie hlbinné typy ako gabrá, granodiority a diority v tzv. rulovo-amfibolitovom komplexe tvorenom metamorfitmi typu pararúl a amfibolitov (Rozložník, 1965; Hovorka, 1985; Bajaník et al., 1981). Predpokladaný vek je stredný devón

až časť spodného karbónu. Rakovecká skupina leží v normálnom nadloží gelnickej skupiny a dosahuje pravdepodobne hrúbku 1 500 – 2 500 m.

Osobitné postavenie v rámci gemerika majú mladopaleozoické sedimenty črmeľskej a dobšinskej skupiny (Vozárová a Vozár, 1988). V črmeľskej skupine vystupujúcej v úrovni medzi Veľkým Folkmarom a Košicami prevláda fácia piesčito-ílovitých sedimentov, v ktorej sa prejavuje bituminózna zložka. Ojedinelé sú výskyty malých telies karbonátov. Spestruje ju aj bázičný vulkanizmus. Z hľadiska veku je doložená palynologicky ako spodnokarbónska (Bajaník, Snopková a Vozárová, 1984, 1986).

V **dobšinskej skupine** najstaršie je **ochtinské súvrstvie**. Rozprestiera sa od Podrečian po Markušku pri Štítniku. Pri báze vystupujú piesčito-zlepenčové sedimenty, pozvoľna prechádzajúce do jemnozrnných sedimentov. Sú bohaté na grafitickú substanciu. Ojedinele vystupujú zložky grafitických fylitov. Súvrstvie je obohatené o produkty bázičného vulkanizmu a objavuje sa tu aj zóna biohermných vápencov. Karbonátové telesá sú metasomaticky zmenené na dolomity až magnezity. Predpokladaná hrúbka ochtinského súvrstvia je 1 000 – 1 400 m. Jeho vek bol stanovený na namúr B – C (Bouček a Příbyl, 1960). Neskôr sa spresnil na visén – namúr A (Kozúr, Mock a Mostler, 1976) a palynologicky na vrchný turnén až visén (Planderová a Bajaník, 1985; Snopková, 1963).

Rudnianske súvrstvie sa rozprestiera medzi Dobšinou a Košickou Belou. Leží diskordantne na svojom podloží – rakoveckej skupine. Najspodnejšie je súvrstvie zlepenčov, pieskovcov a bridlíc vystupujúcich aj v niekoľkých polohách nad sebou. Výrazný je najmä polymiktný charakter zlepenčov (Vozárová, 1973; Vozárová a Vozár, 1988). Stratigraficky sa začleňuje do vestfálu B – C (Němejč, 1974).

V nadloží rudnianskeho súvrstvia leží **zlatnícke súvrstvie**. Je rozšírené od Palcmanskej Maše cez Biele vody, Mlyny, Rudňany až po Košickú Belú-Košické Hámre (Bajaník et al., 1967). Oproti predchádzajúcemu súvrstviu je zložené z jemnozrnných klastických sedimentov, do ktorých sa vkladajú medzivrstvy pieskovcov. V oblasti Dobšinej a Mlynkov sa v nich vyskytujú aj telesá organogénnych karbonátov. Karbonáty sú často metasomaticky zmenené na siderit a ankerit. Súvrstvie bolo zaradené do vestfálu B – C a nález konodonta z lokality Dobšina doložil vek vestfál A (Kozur, Mock a Mostler, 1976).

Hámorské súvrstvie je zložené zo súboru cyklicky sa striedajúcich pieskovcov, zlepenčov a grafitických bridlíc. Dobre vyvinuté je v oblasti Dobšinej a Margecian a na juhozápade v úseku Burda – Železník.

Horniny dobšinskej aj krompašskej skupiny sa vyznačujú nerovnomerným stupňom regionálnej epimetamorfózy s dobre vyvinutými foliačnými plochami.

Vnútná litologická náplň **krompašskej skupiny** svojím zložením odráža polastúrsky vývoj. Od staršej, hercýnskej molasy je pre mladšie terigénne sedimenty krompašskej skupiny typický vývoj terigénno-evaporitových litofácií spestrených vulkanickou bazaltovo-ryolitovou asociáciou. Ojedinelé spoločenstvá mikroflóry poukazujú na vrchnopermský vek (Snopková, 1963; Planderová in Bajaník et al., 1969; Planderová in Václav et al., 1980).

Knolské súvrstvie predstavuje bazálnu časť pestro sfarbených zlepenčov. Kontinentálna sedimentácia má slabo vyvinutú cyklickú stavbu prejavujúcu sa mnohonásobným opakovaním hrubých vrstiev zlepenčov s netriedenými pieskovecami.

Petrovohorské súvrstvie má prejavy intenzívnej vulkanickej ryolitovo-bazaltovej asociácie. Vulkanické súvrstvie je taktiež situované v klastických litofáciách s rozdielnou zrnitosťou, a to od zlepenčov až po pieskovce až bridlice, ktoré prevládajú v celom súvrství.

Novoveské súvrstvie je rozšírené najmä v úseku Čierna hora, Dedinky, Novoveská Huta, Rudňany, ale aj pri Košickej Belej (Václav a Vozárová, 1978; Vozárová a Vozár, 1988). Regionálne v sedimentoch pozorujeme podstatné zjemňovanie klastického materiálu až prechod do evaporitovej litofácie. Súčasťou evaporitovej litofácie sú aj polohy intraformačných brekcií s karbonátovou, anhydritovou alebo sadrovcovou základnou hmotou (vrt SM-1; Maheľ a Vozár, 1973). Sedimenty sú nízko metamorfované, s vyvinutými foliačnými plochami (Vozárová a Vozár, 1988).

V južnej časti gemerika je terigénna **gočaltovská skupina**, charakterizovaná dvomi veľkými cyklami. **Rožňavské súvrstvie** leží medzi Sirkom a Rožňavou, na východe medzi Drnavou a Jasovom. Spodné zlepenčové a hrubozrnné kremenné pieskovce sú cyklicky sedimentované. Pozorovať v nich jednak laterálne, jednak vertikálne zjemňovanie do piesčitých bridlíc. Vo vyšších častiach je možné pozorovať aj kyslé vulkanoklastické sedimenty.

Vyššie, **štítické súvrstvie** je zložené z pieskocov, prachocov a bridlíc, často s vložkami karbonatických bridlíc. Typický vývoj je v okolí Štítnika, Rozložnej a Jelšavy. Gočaltovskú skupinu zaradila Planderová (1980) v prípade spodného súvrstvia do stefanu C – D až spodného permu. Najvyššia časť ďalšieho súvrstvia podľa Šufu (1960, 1963) a Němejca (in Šufa, 1963) je zaradená do spodného triasu.

Získané biostratigrafické údaje dovoľujú vysloviť predpoklad, že súvrstvie zaradujeme do túringu s tým, že najvrchnejšie časti majú už dosah do spodného triasu (Vozárová a Vozár, 1988).

Mladšie paleozoikum vystupuje aj v brusníckej antiklinále. Aj **brusnícke súvrstvie** sa vyznačuje hruboklastickými sedimentmi s cyklickou stavbou prechádzajúcou v najvyšších častiach do pieskocovo-ílovcových litofácií. Práve v týchto faciách sa zistili aj tenké šošovky karbonátov.

Všetky sedimenty mladšieho paleozoika sú alpínsky tlakovo deformované, niekedy viac, niekedy menej rekryštalizované. Najmä v južnej časti gemerika sú jednotlivé litofácie v rôznej tektonickej pozícii (tektonické šupy) a porušujú plynulosť prirodzených stratigrafických sledov.

Paleozoikum vo veporiku vytvára **kráľovohoľský komplex** a **hronský komplex**. Na juhovýchodnom okraji má na ňom vyvinutú „sériu Hladomornej doliny“ a obal tvorený mladším paleozoikom.

Vnútorňú náplň kráľovohoľského komplexu tvorí súbor muránskych žulorúl. Analýza U-Pb zirkónov poukazuje na vekové rozpätie 450 – 360 mil. rokov, čo je paleozoický vek (Cambel et al., 1990). Granitoidné horniny reprezentuje sihliansky typ a leukokratnejší veporský typ. Podobné výsledky sa zistili aj pri sineckom a rimavickom type granitoidov. Získané výsledky dokazujú paleozoický vek magmatických typov hornín. Z hronského komplexu tvoreného dvojsľudovými pararulami, biotitickými pararulami a amfibolitmi sú výsledky o stratigrafii sporadické. Výsledky sú podobné ako v prípade sedimentov gelnickej skupiny.

Komplex **Hladomornej doliny** má paleozoický vek a považuje sa za ekvivalent rakoveckej skupiny vo veporidách (Klinec, 1966). Mladšie paleozoikum – revúcka skupina – lemuje v úzkom pruhu veporikum ako súbor nízko metamorfovaných klastických sedimentov (Vozárová a Vozár, 1982). Je poznačené pozvoľnými litologickými prechodmi.

V Čiernej hore na veporickom kryštaliniku sú klastické sedimenty mladšieho paleozoika. Keďže ide o blízkosť lubenícko-margecianskej línie, aj tu sú na všetkých horninách viditeľné prejavy epimetamorfných premien. Biotitické a dvojsľudové pararuly a amfibolity sú zmenené na svory až fylonity, podobne aj postkinematické granitoidy. Sedimentárne a vyvreté horniny staršieho aj mladšieho paleozoika sa vyznačujú nerovnomerným stupňom regionálnej metamorfózy. V gemeriku vznikli rozličné typy fylitov v epizonálnych podmienkach. Mladšie paleozoikum bolo postihnuté intenzívnymi epimetamorfnými premenami v priebehu alpských orogenetických procesov, a to najmä v blízkosti margeciansko-lubeníckej línie. Tie však postihli aj skôr metamorfované staršie útvary. V dôsledku dvoch metamorfných procesov všetky horniny nadobudli výrazne plošne paralelnú textúru. Pretože ide o oblasti intenzívne postihnuté tlakom, v súvislosti s tým sa vytvorili rozličné typy puklín a rôzne orientované ťahové, strižné, šmykové a torzné pukliny. V závislosti od podmienok pohybov vzniklo niekoľko systémov, ktoré môžu byť prevládajúce, alebo niektoré systémy môžu úplne chýbať. Preto sú určité typy uzavreté, čiastočne otvorené až otvorené, so stopami drobného posunu. Všeobecne platí pravidlo, že rozsah a hustota puklín závisí od znižovania hrúbky vrstiev aj od znižovania zrnitosti horniny. So zväčšovaním hĺbky a pevnosti horninového materiálu sa množstvo puklín znižuje a sú aj viac uzavreté.

Mladšie paleozoikum vystupuje aj v príkrovovej jednotke hronika (Vozárová a Vozár, 1988), ktoré sa predtým nazývalo chočský príkrov. K mladšiemu paleozoiku hronika sa priradujú menšie výskyty v Horehronskom podolí a priľahlej časti Veporských vrchov (v podloží Muránskej planiny), ale aj v pohoriach Sľubica a Čierna hora v blízkosti lubenícko-margecianskej línie.

Mladopaleozoické vulkanosedimentárne typy hornín tvoria bazálnu časť hronika. Bola definovaná ako ipoltická skupina zložená z dvoch častí:

1. z nižnobocianskeho súvrstvia, tvoreného stredno- až drobnozrnnými pieskocami až ílovcami čiernej, tmavosivej až sivej farby. Súvrstvie spestruje dacitový až andezitový vulkanizmus. Štúdiom makroflóry sa zistil vek stefan B – C (Sitár a Vozár, 1973). Palynologicky sa podarilo vek doplniť o rozpätie stefan C – D (Planderová, 1979).

2. z maluzinského súvrstvia, ktoré sa pozvoľna vyvíja z predchádzajúceho súvrstvia. Predstavuje klastickú sedimentáciu spestrenú andezitovo-bazaltovým vulkanizmom s tholeiitickým magmatickým trendom. Permský vek bol doložený na základe nálezu makroflóry (Sitár a Vozár, 1973) a mikroflóry (Planderová in

Vozárová a Vozár, 1979) v rozpätí spodný až vrchný perm. Nerovnomerná redukcia bazálnych častí je evidentná a je ovplyvnená príkrovovou redukciou. V priestore lubenícko-margecianskej línie a v podloží Muránskej planiny sa malužinské súvrstvie vôbec nezachovalo. Metamorfné premeny skoro nepozorujeme. V sedimentoch ipoltickej skupiny je veľmi nízko metamorfované spoločenstvo minerálov. Tvorí ho kremeň, prehnit, chlorit, kalcit a muskovit (Vozárová a Vozár, 1988). Zachoval sa efuzívny charakter vulkanizmu, viacnásobné výlevy, lávové brekcie, vulkanoklastické sedimenty aj dobre zachované vrstvom sledy.

2.2.3. Meozoikum

Na zmapovanom území meozoikum vystupuje jednak v podobe obalu paleozoických kryštalinických alebo aj metamorfovaných sedimentárnych a vulkanických hornín v kmeňových tektonických jednotkách tatrika, veporika a gemerika, jednak v podobe superficiálnych príkrovov, ktoré stratili spojenie s pôvodným podkladom (príkrov Bôrky, príkrovy meliatika, turnaika, silicika a hronika). Často vystupujú iba vo forme tektonických trosiek alebo šupín v nadloží prvej skupiny jednotiek.

Na hodnotenom zemí sa nachádzajú viaceré významné línie a zlomy (rožňavská, margeciansko-lubenicka a pohorelská línia, štítnický a muránsky zlom), ktoré oddeľujú základné jednotky alebo bloky. K skupine centrálnych Západných Karpát patria Nízke Tatry, Branisko a Čierna hora, k vnútorným Západným Karpátom patrí Muránska planina, Stratenská hornatina (Slovenský raj), Galmus a východná časť „severogemeridného synklinória“, Nižnoslanská depresia a Slovenský kras.

Na stavbe uvedených území sa podieľajú tieto tektonické jednotky (v každom pohorí v inom zastúpení či kombinácii):

- tatrikum,
- veporikum (sekvencia Veľkého boku, struženicka sekvencia),
- hronikum (chočský príkrov),
- gemerikum („obalová“ sekvencia),
- meliatikum (meliatska a jaklovska sekvencia, príkrov Bôrky),
- turnaikum (turniansky príkrov, šupina Stráne a Slovenskej skaly),
- silicikum (vernársky, silický, stratenský a muránsky príkrov).

Tieto jednotky sú zhruba v uvedenom poradí čiastočne alebo úplne ponasúvané na seba z juhu na sever vo forme alpínskych príkrovov (tatrikum ako najnižšia jednotka, silicikum ako najvyššia).

Meozoické komplexy nakopené z viacerých jednotiek najmä v Slovenskom krase majú celkovú hrúbku vyše 3 km (napr. vrt MEL-1 dosiahol hĺbku 2 660 m, ale nedosiahol predmeozoické podložie).

NÍZKE TATRY

Severné svahy Nízkych Tatier patria medzi najrozsiahlejšie územia budované meozoickými sekvenciami tatrika, veporika a hronika.

„Obalovou“ sekvenciou (severného) veporika je sekvencia Veľkého boku.

Je to najvýznamnejšia veporická sekvencia mezozoika v Kráľovoľských Tatrách. Tvorí súvislé pásmo na severnom svahu Kráľovoľských Tatier (Biely in Biely et al., 1988), ktoré má charakter monoklinálnej štruktúry s generálnym sklonom na sever (Biely, 1964).

Podľa pôvodnej interpretácie sekvencia Veľkého boku je mezozoický sedimentárny obal kraklovského kryštalinika. V zmysle nového členenia kryštalinika veporika sekvencia Veľkého boku sa považuje za obalovú sekvenciu hronského príkrovového komplexu (Putiš in Biely et al., 1988).

V nadloží permu vystupuje súvrstvie pestrých kvarcitov (lúžňanské súvrstvie), v spodných polohách často s kremennými zlepcami, miestami s výrazným šikmým zvrstvením (hrubé až 100 m). Vo vrchných polohách jemnozrnné kremence prechádzajú do piesčitých a aleuritických bridlíc, obvykle svetlosivých a špinavozelenosivých (asi 20 m).

Pre stredný trias je charakteristický nedostatok tmavých vápencov. Tie vystupujú len ojedinele v hrubom (asi 150 m) komplexe tmavých, väčšinou masívnych dolomitov s častými polohami cukrovitých a brekciovitých dolomitov až brekcií. Dolomitový komplex vystupuje v južnom okolí Liptovskej Tepličky na rozsiahlom území (viac než 40 km²). Ich hlavnú masu tvoria ramsauské dolomity a v nadloží lunszkých vrstiev aj hlavné dolomity. Aj keď sú zvrásnené, ich celkovú hrúbku je nutné odhadovať minimálne na 500 – 700 m

(Biely et al., 1992). Pomerne hojné sú niekoľko metrov hrubé šošovky lunzských vrstiev (čiernosivé ílovité bridlice a slabo arkózové pieskovce). Vo vyššej časti dolomitového komplexu hrubého 40 m tmavosivé dolomity obsahujú hľuzy čiernych rohovcov, časté sú aj čierne ílovité závalky (Zelman, 1964). Zrejme už signalizujú nástup súvrstvia karpatského keuperu.

Súvrstvie karpatského keuperu dosahuje (Biely et al., 1992) značné rozšírenie v okolí Prostredného vrchu medzi Liptovskou Tepličkou a Vernárom.

V súvrství karpatského keuperu pestré červenofialové ílovito-sericitické bridlice majú len nepatrné zastúpenie. Hojné sú, naopak, žlté dolomity, kavernózne dolomity a dolomitové brekcie. V pestrých bridliciach sa vyskytujú aj lavice svetlých kremencov. Rétske kössenské vrstvy sú prítomné len v Čiernej hore.

Lias (60 – 80 m) sa všeobecne považuje za transgresívny, na báze s polohami brekcií, väčšinou zložených z úlomkov dolomitov s veľkosťou aj niekoľko decimetrov. Vývoj liasu má pri značnej pestrosti nestály litologický charakter. Vo vyššej časti sú to svetlosivé až sivé masívne celistvé alebo jemnozrné vápence s hniezdami dolomitov a tmavosivé doskovité vápence s vrstvičkami čiernych bridlíc, vyššie potom žltkavé krinoidové vápence. Hojný klastický materiál dolomitov v liase je aj na z. svahoch Doštianky v tmavosivastých až čiernych hrubozrných krinoidových vápencoch. Tie často obsahujú rohovce, často tvoriace súvislé polohy vo vrchnej časti súvrstvia. Vo vápencoch sa vyskytuje asi 1 m hrubá poloha mangánových bridlíc. V okolí Liptovskej Tepličky bazálne brekcie prechádzajú do žltkastých sivých krinoidových vápencov, miestami čiernych a ružových aj celistvých vápencov (Zelman, 1964). V niektorých profiloch vystupujú piesčité slienité vápence, pleťovo ružovkasté, prípadne ružové, jemne krinoidové vápence (hierlatzké, 20 m).

Vyšší lias reprezentujú allgäuské vrstvy (do 80 m). V dogeri až spodnom malme sú známe pestré rádiolárové vápence a rádiolarity. Sú intenzívne zvrásnené a dynamometamorfované (hrúbka do 50 m).

Stredný malm (kimeridž) charakterizujú žltkasté až biele, miestami ružovkasté jemnozrné kryptokryštalické, väčšinou mramorizované (= metamorfované) vápence, ojedinele s hľuzami rohovcov (do 30 m). Vyskytujú sa aj ružovkasté, fialkasté, niekde menej výrazne, inde výraznejšie hľuznaté vápence.

Titónu zodpovedajú svetlosivé, slabo slienité kalpionelové vápence (do 20 m). Neokóm zastupujú sivé slienité vápence, slieňovce a bridlice beriasko-spodnoaptského veku, intenzívne prevrásnené a fylitizované, hrubé okolo 100 m.

V sekvencii Veľkého boku v oblasti Liptovskej Tepličky sa podľa Zelmána (1967) výrazne prejavujú dve línie presunového charakteru – spodná na rozhraní spodného a stredného liasu a vyššia na rozhraní triasu a jury. Prejavujú sa aj mladšie deformácie zlomového charakteru.

V nadloží sekvencie Veľkého boku leží chočský príkrov, ktorý na zmapovanom území reprezentuje prakticky iba jeho najspodnejšia časť – ipoltická skupina. Tiahne sa z údolia Čierneho Váhu do údolia Hornádu až po Hranovnicu a buduje aj morfológicky výrazný Vikartovský chrbát.

Styk je výrazne tektonický, pričom presunová plocha je strmo sklonená na sever. Miestami ju sprevádzajú tektonické brekcie – bunkovité dolomity.

V blízkosti presunovej línie medzi sekvenciou Veľkého boku a ipoltickou skupinou sa vytvorilo niekoľko priečných zlomov smeru S – J, SZ – JV až SV – JZ. Možno ich sledovať po celej dĺžke styku.

Komplexy, ktoré sa voľakedy označovali ako „melafýrová séria“, sa dnes zaraďujú do ipoltickej skupiny (mladopaleozoická časť) a benkovského a šuňavského súvrstvia (spodnotriasová časť).

Najspodnejšiu časť, ktorá pozostáva zo súvrstvia bridlíc, arkóz a zlepcov s vulkanickými bázickými horninami, vzájomne sa striedajúcimi, už Biely (1963) považoval za vrchný karbón (nižnobocianske súvrstvie sensu Vozárová a Vozár, 1978). V jeho nadloží je mohutný komplex pestrých bridlíc, pieskovcov, arkóz s polohami melafýrov a kremitých porfýrov, ktorý sa začleňuje do permu (malužinské súvrstvie sensu Vozárová a Vozár, lit. cit). Najvyššiu časť „melafýrovej série“ tvorí súvrstvie spodného triasu, ktoré predstavujú pieskovce, kremence, ílovité bridlice a pestrofarebné bridlice (benkovské a šuňavské súvrstvie sensu Biely, 1985).

Uprostred „melafýrovej série“ vo forme pruhu v údolí Čierneho Váhu vystupujú nadložné triasové dolomity čiernovážskej sekvencie. Tie však svojou podstatnou časťou zasahujú už na územie zobrazené na mapovom liste Banská Bystrica.

Juhoveporický mezozoický obal (struženická sekvencia), na j. a v. úpätiach Nízkych Tatier je opísaný v rámci Muránskej planiny a Slovenského raja.

BRANISKO A ČIERNA HORA

Po prerušení spôsobenom prekrytím paleogénnymi súvrstviami a pravdepodobne aj gemerikom a silicikom v Spišskej (Hornádskej) kotline sa v tomto pohorí opäť objavujú na povrchu jednotky centrálnych Západných Karpát, tak ako ich poznáme v Nízkych Tatrách. Konkrétne ide o pokračovanie jednotky veporika a tatrika; zo superficiálnych príkrovov je zastúpený chočský príkrov, názory na zastúpenie krížňanského príkrovu sa rôznia. Určite je však zastúpený v hĺbke a východne od pohoria bol zachytený vo vrtoch.

Mezozoikum sa podieľa na stavbe Braniska a Čiernej hory vrstvami a súvrstviami od spodného triasu až po neokóm. Jeho zvláštnosťou je pestrosť a rozsiahla metamorfóza. Na zmapovanom území sú prakticky zastúpené iba mezozoické sekvencie severoveporického typu, ktoré z južnej aj severnej časti lemujú sľubickú antiformu. V minulosti (Maheľ et al., 1967) boli pomenované lokálnymi názvami (ružínska a hrabkovská) a zaradené ku krížňanskému príkrovu „s povahou autochtónu, resp. paraautochtónu – pomer ku kryštaliniku je obalový“. Je to vlastne pozícia sekvencie Veľkého boku, ako to vyjadril už Fusán (1960, 1961) a prijíma sa aj dnes (Polák, 1987, 1994).

Severoveporickú sekvenciu v južnej časti Braniska najnovšie opísal Polák (1994). Nad korytnianskym a predajnianskym súvrstvom permu leží lúžňanské súvrstvie spodného triasu, ktorým sa začína mezozoický sedimentárny cyklus. Pozostáva v spodnej časti z hrubozrnného kremenca až polymiktných konglomerátov, vyššiu časť tvorí svetlý a pestrý kremenec, kremitý pieskovec a arkózy. V najvyššej časti sa uplatňuje pelitická zložka vo forme pestrých bridlíc. Maximálna hrúbka súvrstvia je 80 m.

Verfénske súvrstvie vyššieho spodného triasu je zastúpené len v malom rozsahu (hrúbka do 20 m). Ide o pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice s vložkami jemnozrnného pieskovca. Rudimentárne zastúpené šošovky sivohnedých rauvakov miestami sprostredkujú prechod do stredného triasu.

Stredný a vrchný trias je prevažne dolomitový (ramsaukské dolomity 150 – 200 m a hlavné dolomity 0 – 50 m). Spestrením sú šošovky lavicovitých gutensteinských vápencov na báze (15 – 20 m), ale najmä lunzských vrstiev (0 – 20 m) a súvrstvia karpatského keuperu (50 m) vo vrchnom triase.

Najvyšší trias – rét – pravdepodobne zastupujú 5 až 10 m hrubé šošovky čiernych, slabo slienitých mikritických a biomikritických vápencov bez klastickej prímеси.

Charakteristickým znakom plastickejších jurských súvrství je ich výrazné dynamometamorfné postihnutie, čo kontrastuje s krehko deformovanými triasovými dolomitmi (drvenie a rozpukanie).

Bazálnu, spodnoliasovú časť (podľa Poláka, 1994) tvoria tmavosivé až čierne krinoidové a piesčito-krinoidové vápence, prevažne lavicovité, zriedkavo s hl'uzami nepravidelných čiernych rohovcov. Smerom do nadložia sa materiál zjemňuje a klastickej prímеси ubúda (celková hrúbka do 80 m). V ich nadloží vystupujú tmavosivé, niekedy slabo piesčité, často škvrnité laminované vápence, takmer pravidelne sa striedajúce so sivými a čiernymi, slabo slienitými bridlicami (allgäuske vrstvy, vyšší lias: lotaring – ?toark, hrúbka do 80 m).

Doger zastupujú sivé slienité, silno zbridličnatené vápence s rádiolaritmi a rádioláriové vápence (30 m). Charakteristické je mimoriadne intenzívne tektonické prepracovanie. Najmladšie známe vrstvy zaradované do malmu sú sivé, pestré až biele doskovité vápence (15 m).

Tento typ sekvencie pokračuje aj na severovýchodné svahy Čiernej hory. Mezozoikum tu vystupuje v dvoch šupinách, s úplnejším sledom vo vyššej. Z hydrogeologického hľadiska sú dôležité stredno- a vrchnotriasové dolomity, z paleogeografického a tektonického hľadiska je dôležité spoločné vystupovanie lunzských vrstiev a karpatského keuperu. Odlišnosťou oproti typickej sekvencii Veľkého boku je vystupovanie čiernych organodetrických a slienitých vápencov s vložkami bridlíc rétskeho veku.

Pre spodný lias podľa Poláka (1987) sú charakteristické výrazne plytkovodné kordilérové fácie – krinoidové vápence s rozdielnym kvantitatívnym zastúpením klastickej zložky. Vo vyššej časti liasu postupne dozníva prínos klastického materiálu. V strednej a vrchnej jure nastalo ešte ďalšie prehĺbenie. Prejavilo sa to sedimentáciou rádioláriových vápencov a rádiolaritov vo vrchnej jure.

Ďalej smerom na juhovýchod sú zachované prevažne už iba triasové súvrstvia, ktoré sa zaradujú buď do krížňanského („miklušovská“ sekvencia vysockého typu; Maheľ, 1986), alebo do chočského príkrovu. Z hydrogeologického hľadiska sú dôležité stredno- a vrchnotriasové dolomity dosahujúce spolu hrúbku až 500 m, ktoré sa smerom na sever ponárajú pod paleogénne súvrstvia.

Mezozoické súvrstvia sú hojne rozšírené aj na jv. svahoch masívu Čiernej hory. Pre túto časť veporickej sekvencie sa zaužíval lokálny názov ružínska sekvencia.

Najspodnejším členom v ružínskej sekvencii sú kremence, ktoré vo vyšších polohách často obsahujú vložky pestrých bridlíc. Stredný trias zastupujú dolomity s hrúbkou 300 m. Dolomity zastupujú aj vrchný trias. Svedčia o tom vložky bridlíc a pieskovec lunzských vrstiev a v jv. časti pohoria aj vložky pestrých ílovitých bridlíc typu keuperu. Jura má pestrý vývoj. Tvoria ho odspodu čierne slienité vápence liasu. Súvrstvie svetlých vápencov s polohami krinoidových vápencov a silicítov predstavuje doger. Nad nimi sú biele a ružové vápence malmu. Najvyššie ležia slieňovce a vápence neokómu.

V oboch pohoriach sú zjavné neoalpínske štruktúry. Z juhu na sever je to črmeľská antiforma (gemerikum), hornádska synforma s ružínskou sekvenciou, sľubická antiforma, harakovská synforma s hrabkovskou sekvenciou, čiastočne na zmapované územie zasahuje aj smrekovická antiklinála a mimo tohto územia je lačnovská synklinála.

Hornádska synforma vyplnená mezozoikom ružínskej sekvencie so značným podielom jurských členov má miestami zložitú až šupinovitú stavbu. Smerom na Z od Margecian je jadro synformy zredukované. Prejavuje sa iba šošovkami kremencov na styku kryštalinika sľubickej antiformy s mladopaleozoickými komplexmi črmeľskej antiformy.

Severne od sľubickej antiformy prebieha harakovská synforma, rozdelené paleogénnou kotlinou. Západne od nej tvorí mezozoikum výplň plytkej synklinály medzi južným masívom Sľubice a severnejším masívom Smrekovice. Hlavným členom je masa dolomitov a mladšie súvrstvie je silne rozbité na šupiny.

Veľmi významnú úlohu na stavbe Braniska a Čiernej hory mali mladšie, popaleogénne zlomy smeru SSV – JJZ, miestami až S – J. Okrem okrajových zlomov – poľanovského a šindliarskeho – je výrazný aj klenovský zlom. Zasahuje od flyšového pásma hlboko do komplexov Čiernej hory. Na členitosti stavby sa významne podieľajú početné zlomy vo v. časti Čiernej hory.

MURÁNSKA PLANINA

Je to tretie najväčšie krasové územie v južnej časti Západných Karpát. Vo východnej časti Veporských vrchov medzi Tisovcom a Šumiacom zaberá územie s rozlohou asi 180 km².

Mezozoické horniny Muránskej plošiny vyplňajú synformu uprostred veporického kryštalinika. Východnú časť synformy utína muránsky zlom sv.-jz. smeru. Maximálnu hrúbku mezozoických hornín v najhlbšej časti synformy možno odhadnúť na 1 500 – 2 000 m. Synforma sa člení na menšie celky (synklinály, antiklinály a bloky).

Muránska synforma je však mladý fenomén, azda popaleogénny. Kvôli pochopeniu stavby Muránskej planiny je dôležité poznať vzťahy základných, paleoalpínskych, či ešte možno starších, mladokimerských jednotiek. Také jednotky tu možno vyčleniť tri: veporikum, hronikum a silicikum.

Veporikum je najspodnejšia tektonická jednotka. Pozostáva z mohutného kryštalinického podkladu – prevažne z granitoidov kráľovohoľského komplexu, mladopaleozoických (permských) metasedimentov a z obalovej struženíckej sekvencie.

Metamorfovaná obalová sekvencia na Struženíku vďaka prítomnosti rudných výskytov sa často skúmala. Tak vznikli názory na jej relatívne kompletný vývoj (Biely, 1961). Maheľ et al. (1967) celé obalové mezozoikum kráľovohoľskej a kohútskej zóny nazvali struženicka jednotka.

Spodnotriasové epikvarcity sú podobné ako inde v struženíckej jednotke. Hrúbka vo vrtoch pri Struženíku nepresahuje 40 m.

Verfénske vrstvy možno pozorovať len zriedkavo. Biely (1961) ich spomína z hrdzavského okna. Je však pravdepodobné, že aspoň časť spodného triasu zastupujú aj horniny, ktoré Vrana (1966) nazýva karbonatické fylity až svory.

Na Struženíku podľa Plašienku (1981) stredotriasový sled zastupujú najmä dolomity – sivé až žltohnedé, obyčajne jemne kryštalické, masívne až lavicovité, s typickým rozpadom. V nich je (najmä na báze) viacero polôh a šošoviek sivých bridličnatých, často slienitých vápencov, miestami s hl'uzami a vrstvičkami rohovec a tmavých ílovitých a piesčitých bridlíc. Svetlé vápence sú vzácné.

Prítomnosť mladších členov je veľmi pochybná. Už oddávna je známe, že pri severnom okraji Muránskej planiny sa systematicky v pozícii nad struženickou sekvenciou a pod muránskym príkrovom vyskytujú šošovky aj hrubšie polohy karbónskych hornín. Prv sa považovali za gemeridné (Klinec, 1976; Maheľ et al., 1967), dnes prevláda názor o ich príslušnosti k hroniku (Vozárová a Vozár, 1988).

Muránsky príkrov

Silicikum je najobjemnejšia a hydrogeologicky najvýznamnejšia jednotka v tomto pohorí. Podobne ako vo vernárskom príkrove, aj sekvencia muránskeho príkrovu sa začína kremennými porfýrmi a ich tufmi (Zorkovský, 1959) vrchnopermsko-spodnotriasového veku, známymi z Malej Stožky.

Verfénske súvrstvie pozostáva z bodvasilašských pestrých bridličnato-pieskovcových a sinských slienito-bridličnato-vápencových vrstiev, z ktorých je známe množstvo fosílií. Na prechode k strednotriasovým vrstvám sa miestami vyskytujú šošovky rauvakov.

Stredný a vrchný trias reprezentujú sedimenty dvoch karbonátových platforiem, oddelených od seba bridličnato-pieskovcovým „reibelským“ horizontom (označovaným ako reingrabenské bridlice a lunzské vrstvy). Tam, kde tento horizont chýba, hranica medzi nimi prebieha v dolomitoch s občas zachovaným emerzným horizontom.

Zvyšky strednotriasovej karbonátovej platformy tvoria plošne najrozsiahlejšiu časť muránskeho príkrovu. Na jej stavbe sa zúčastňujú gutensteinské dolomity a vápence, steinalmské a wettersteinské vápence a wettersteinské dolomity. Iba v severnej časti v okolí Červenej skaly zasahujú do platformy panvové fácie (reiflinské a schreyeralmské vápence). Celkovú hrúbku strednotriasových súvrství možno odhadnúť na 800 – 1 000 m.

Vrchnotriasová karbonátová platforma má menšie rozšírenie – v okolí Tisovca a v bloku Cigánky pozdĺž muránskeho zlomu s centrom pri Muránskej Hute. Patrí k nej vyššia časť karnských dolomitov a vrchnotriasové vápence, v minulosti označované ako tisovecké, furmanecké a dachsteinské. Hrúbka vrchnotriasovej karbonátovej platformy je zhruba 300 – 400 m.

Severne od Muránskej Huty a na Gaštanovej je zachované aj niekoľko metrov hrubé liasové súvrstvie: krinoidové vápence, sliene a slienité vápence.

Osobitnú čiastkovú štruktúru muránskeho príkrovu nachádzajúcu sa už v tzv. horehronskom podolí tvorí sekvencia Dudlavej skaly, pre ktorú je charakteristické zastúpenie vrchnotriasových panvových facií (hallstattske a aflenzské vápence).

Uvedené tri tektonické jednotky ležia plocho jedna nad druhou, oddelené príkrovovými plochami. V najužšej časti planiny je vyvinutá synklinála, v ktorej na povrchu sú obnažené vrstvy vrchného triasu a liasu.

Mezozoikum Muránskej planiny je na JV obmedzené muránskym zlomom. Pozdĺž neho sa stýka s kryštalinikom subzóny Kohúta. Muránskeho zlomu sa pripisuje zložitý vývoj (Zoubek, 1955). Komplexy muránskeho príkrovu sú zachované len na SZ od zlomu. Na JV od neho je obnažené len kryštalinikum a spodnotriasové kvarcity veporika. Paralelne s muránskym zlomom asi 2 km severnejšie prebieha druhý zlom. Sektor medzi týmito dvomi zlomami je vo vzťahu k severnejšej časti triasovej tabule hlbšie poklesnutý. Je to práve v tejto poklesnutej časti, kde sú zachované vrchnotriasové vápence, a teda aj celková hrúbka karbonátov je najväčšia. Významnejšie priečne dislokácie sa na muránskej planine kartograficky nezaznamenali.

SLOVENSKÝ RAJ

Geografické vymedzenie sa neobmedzuje iba na Stratenskú hornatinu v okolí Stratenej a Dediniek a Slovenský raj s. s. v okolí Čingova, ale zaberá územie vymedzené pohorelskou líniou na západe, Telgártom na juhu, odtiaľ pokračuje po južnom okraji mezozoika až k Markušovciam a po styku s paleogénom k Betlanovciam.

Ide o územie s rozlohou okolo 300 km². Takmer výlučne ho budujú mezozoické horniny.

Na jeho stavbe sa podieľa 5 tektonických jednotiek: veporikum, hronikum, silicikum, gemerikum a meliatikum. Ich vzájomné vzťahy nie sú vo všetkých prípadoch ešte dostatočne objasnené, hoci ide o kľúčové územie z hľadiska riešenia vzťahov týchto jednotiek. Isté ťažkosti spôsobuje muránsky zlom, ktorý narušuje kontinuitu jednotiek v sz. časti územia (oddeľuje tzv. vernárske mezozoikum od stratenského).

V poloblúku okolo Kráľovej hole od doliny Čierneho Váhu na severe až k Šumiacu (Telgártu) na juhu v bezprostrednom nadloží hornín kráľovohoľského komplexu vystupuje silne redukovaná obalová veporická sekvencia. Svojou pozíciou, litologickým a metamorfným charakterom zodpovedá sérii föderata, resp. struženíckej jednotke. Smerom na JZ pokračuje do oblasti Struženíka a celého podložia Muránskej planiny (Bieľy et al., 1992).

Jej litologická náplň je obdobná ako v dobšinskom polokne. Zastúpenie hronika (chočského príkrovu) j. od pohorelskej línie je často predmetom diskusií. V minulosti sa k nemu zaraďoval vernársky príkrov. Podľa prevládajúcich názorov sa tento príkrov dnes zaraďuje do silicika (Biely et al., 1992).

K hroniku sa zaraďuje iba pruh karbónskych hornín (sivé zlepence, pieskovce, bridlice a telesá dacitov a vulkanoklastík) zaraďovaných do nižnobocianskeho súvrstvia, ktoré vystupujú v tektonickej pozícii medzi veporikom a vernárskym príkrovom, a drvené dolomity betlanovskej fácie hrúbky asi 100 m j. od Hranovnice.

Silicikum je najrozšírenejšia tektonická jednotka v Slovenskom raji. Pozostáva z dvoch príkrovov: vernárskeho a stratenského.

Vernársky príkrov by podľa vrstvového sledu bolo možné ľahko zaradiť do hronika k čiernovážskej faciálnej oblasti (hojné zastúpenie dolomitov, tenké polohy lunzských vrstiev), nezvyklý je však perm – spodný trias s ryolitmi. Poukazuje to skôr na afinitu ku gemeriku či siliciku. Výstižný opis litostratigrafie podávajú Maheľ et al. (1967).

Stratenský príkrov pozostáva z dvoch čiastkových príkrovov – glackého a geravského. Aj keď v ich litostratigrafickej náplni sú isté rozdiely, oba sa vyznačujú charakteristickými znakmi silicika – evaporitovou formáciou na báze (200 – 300 m), hrubou verfěnskou formáciou (do 400 m), stredno- a vrchnotriasovou karbonátovou platformou (wettersteinskou a dachsteinskou, 400 a 200 m), oddelenými „reibelskou“ formáciou (10 – 40 m), alebo aspoň dolomitmi so znakmi emerzie a reliktným zastúpením jurských sedimentov. Vrchnokriedové sedimenty sa vyskytujú v širšom okolí Ladovej jaskyne.

V oblasti Slovenského raja nepoznáme mezozoické sedimenty, ktoré by bolo možné spoľahlivo zaradiť ku gemeriku.

K tektonickej jednotke meliatika sa zaraďujú serpentinity na Dankovej. O tmavých bridliciach vo vrte SM-2 (Maheľ a Vozár, 1971) sa tiež uvažuje ako o možnej súčasťi meliatika (Maheľ et al., 1967).

K najrozsiahljším výskytom meliatika v Slovenskom raji, no už prepracovaným do mladších sedimentov, patria obliaky z vrchnokriedových zlepenčov z okolia Dobšinskej Ladovej jaskyne. V nich sa vyskytujú všetky typické horniny meliatskej sekvencie (jurské rádiolarity, paleobazalty, svetlé kryštalické vápence, sivé rohovcové vápence atď.).

Vnútna stavba triasových komplexov v Slovenskom raji je podstatne zložitejšia ako na Muránskej planine. Ide o plochejšie, menej stlačené synklinálne a antiklinálne formy. V juhozápadnej úzkej časti pohoria sú hlavné štruktúry detailne prevrásnené, rozčlenené na množstvo antiklinálnych a synklinálnych pruhov a šupín, zväčša strmo uložených. Z celkového rozloženia litostratigrafických jednotiek budujúcich Slovenský raj vyplýva, že západná časť pohoria medzi Stratenou a Besníkom predstavuje pozdĺžnu osovú eleváciu, kde je narezaná hlbšia časť stavby. Naopak, sv. časť pohoria korešponduje s pozdĺžnou osovou depresiou, kde jednotlivé prvky Slovenského raja sa ponárajú pod paleogén Spišskej kotliny.

Charakteristickou črtou stavby Slovenského raja podľa starších predstáv je bilaterálna vergencia. Vernársky príkrov podľa nich má severnú, geravský južnú vergenciu, stredný, glacký, na obe strany a mal by predstavovať strednú časť severogemerského vejára. Za najvýznamnejšiu priečnu poruchu označil Maheľ (1969) hnilecký zlom. Na dvoch stranách tohto zlomu sa uvádza odlišné zastúpenie triasových komplexov – na západ od neho bez vrchného triasu, na východ s vrchným triasom a pestrejším vývojom stredného triasu.

Galmus a východná časť „severogemeridnej synklinály“

Pohorie Galmus sa nachádza v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi obcami Markušovce, Rudňany, Slovinky, Krompachy a riekou Hornád. Je súčasťou tzv. severogemeridnej synklinály, ktorá sa v. od Krompách zužuje a pokračuje až ku Košiciam.

Mezozoické horniny v Galmuse zaberajú plochu asi 75 km², na ďalšej ploche sú zakryté paleogénnymi horninami. Pod paleogénnou výplňou pokračujú smerom na sever do Hornádskej kotliny a Levočských vrchov.

V Galmuse a vo v. časti „severogemeridnej synklinály“ možno vyčleniť tri typy mezozoických sekvencií:

1. nemetamorfované triasové horniny stratenskej sekvencie (stratenský, resp. besnícky príkrov),
2. jaklovskú sekvenciu meliatika,
3. dynamicky metamorfované mezozoické sekvencie zavrásnené do paleozoického podkladu alebo vystupujúce v podobe trosiek na paleozoickom podklade.

a) Stratenská sekvencia

Najväčšie rozšírenie má v Galmuse a v príkrovovej troske Murovanej skaly v. od Kojšova (asi 10,5 km²). V južnej časti Galmusu má zreteľne príkrovovú pozíciu na rakoveckej sekvencii, smerom na sever, východ, ale najmä na západ príkrovová pozícia sa zdá menej zreteľná, ba dokonca vylúčená.

Tektonická pozícia stratenskej sekvencie vo forme stratenského príkrovu vychádza skôr z teoretických paleogeograficko-tektonických úvah ako z terénnych pozorovaní, ktoré v tomto území zatiaľ túto tézu nepotvrdili.

Litostratigrafická náplň stratenskej sekvencie v Galmuse je podobná ako v Stratenskej hornatine, no menej pestrá. Hrubšie spodnotriasové verfénske súvrstvie vystupuje iba tam, kde je v podloží krompašská skupina, ináč sú iba sporadicky prítomné tenké šošovky. Možno vyčleniť bodvasilašské (do 200 m) a sinské vrstvy (do 50 m).

Stredotriasová karbonátová platforma sa začína spravidla gutensteinskými dolomitmi (do 80 m). Častejšie sú hneď od bázy svetlé vápence, čo je však príčinou tektonického uťatia. Zastúpené sú steinalmské a wettersteinské vápence s celkovou hrúbkou 300 – 400 m. Vo vyšších častiach prechádzajú do wettersteinských dolomitov (200 m).

Iba vo východnej časti Galmusu v oblasti Bielej skaly a Kobyly sú zastúpené aj panvové sedimenty (reiflinské a nádašské vápence – do 80 m).

b) Jaklovská sekvencia meliatika

Vo východnom úseku „severogemeridnej synklinály“ vystupujú zvyšky oceánskej sekvencie melanžového typu, ktorá sa zaraďuje do jednotky meliatika (Mock, 1988). Hlavné rozšírenie má v úseku Kurtova skala – Margecany – Veľký Folkmar, ale jej zvyšky sú sledovateľné až ku Košiciam. Pozostáva z veľkých blokov (?olistolitov) svetlých aniských vápencov (ťažných pre vápenku v Margecanoch) a blokov hornín ofiolitovej suity (najmä paleobazalty a serpentinity) v sprievode hlbokomorských sedimentov (rádiolarity, pelagické vápence, tmavé bridlice a pod.). Horniny jaklovskej sekvencie sú prevažne slabo metamorfované.

c) Dynamicky metamorfované mezozoické sekvencie zvrásnené do paleozoického podkladu alebo vystupujúce v podobe trosiek na paleozoickom podklade

O tom, že východný úsek „severogemeridnej synklinály“ nie je jednoduchá synklinála, ale zložitá prešmykovo-zlomovo-*strike-slip* zóna, svedčia aj zvyšky metamorfovaných mezozoických sekvencií zvrásnených alebo vkladných do paleozoického podkladu po oboch stranách vlastnej „severogemeridnej synklinály“ v úseku od Krompách až po Opátku.

Ide o rozličné typy vápencov, od svetlých kryštalických až po doskovité, rohovcové, silno zvrásnené, s polohami bridlic.

Z hydrogeologického hľadiska majú však väčší význam vápencové trosky ležiace plocho na zvrásnenom paleozoickom podklade. Najväčšia z nich je Murovaná skala pri Opátke. Na jej stavbe sa podieľajú gutensteinské vápence, dolomity, reiflinské a wettersteinské vápence, karnské tmavé vápence a bridlice.

Nížnoslanská depresia

Ide o územie medzi Štítnikom, Nižnou Slanou, Dobšinou a Rejdovou. Zo severu bezprostredne nadväzuje na Slovenský kras.

V priečnej tektonickej depresii vzniknutej pri poslednej extenzii sa pred eróziou a denudáciou uchovali relikty šiestich tektonických jednotiek nad sebou: veporikum, gemerikum, príkrov Bôrky, turniansky príkrov, meliatikum a silický príkrov.

Veporikum vystupuje na povrch v sz. časti nížnoslanskej depresie. Veporidné mezozoikum (struženicka sekvencia) je odkryté v dobšinskom polokne. Na ňom spočíva gemerikum, resp. besnícky či stratenský príkrov. Smerom na západ sa medzi ne vsúva príkrov Markušky, v ktorom mezozoické súvrstvia sú zastúpené len spodnotriasovými kremencami.

Dobšinské polokno je najrozsiahljší výskyt struženickej jednotky (nazývanej v minulosti séria föderata). Jej horniny vystupujú na povrch na ploche asi 12 km² a celková hrúbka jednotky nepresahuje 1 km, väčšinou je omnoho menšia. Zastúpené sú horniny s vekovým rozpätím od permu po norik.

Spodnotriasové kremence nepresahujú hrúbku 80 m, verfénske súvrstvie je zachované sporadicky. Stredný a vrchný trias reprezentuje pestrý karbonaticko-bridličnatý komplex, rozbitý na viacero šupín a štruktúr.

Gemerikum buduje paraautochtónny fundament nižnoslanskej depresie. Reprezentujú ho najmä paleozoické sekvencie. Mezozoické súvrstvia sú zastúpené len rudimentárne. Ide najmä o najvyššie časti gočaltovskej skupiny, ktorá zasahuje do spodného triasu (bridlice, pieskovce a vápence). Ku gemeridnému mezozoiku sa okrem toho počítajú niektoré nevelké výskyty pod príkrovom Bôrky: Kobeliarovo, Nižná Slaná, Petrovo a Koceľovce.

Okrem okolia Hačavy a Bôrky toto je druhá najväčšia oblasť rozšírenia príkrovu Bôrky. Pozostáva z dvoch ťažiskových komplexov: permského súvrstvia a dúbravských vrstiev. Charakteristickým znakom, ktorý odlišuje príkrov Bôrky od podložných (gemerikum) aj nadložných komplexov (turniansky príkrov, meliatikum a silicikum), je metamorfóza súvrství v podmienkach vysokého tlaku a nízkej teploty. Najväčšie tektonické trosky sú zachované v oblasti Ždiaru a Dúbravy (najmä kryštalické vápence a paleobazalty/glaukofanity s hrúbkou 200 – 400 m).

Turniansky príkrov je zachovaný iba v najjužnejšej časti nižnoslanskej depresie východne od Štítnika. Ide o vyššiu jednotku ako príkrov Bôrky. Litostratigrafickú náplň tvoria súvrstvia od skýtu po norik (jelšavské a gutensteinské vrstvy, svetlé kryštalické vápence, ladinské bridlice, pieskovce a vulkanoklastiká, tmavé karnské a norické rohovcové vápence).

Meliatikum je tektonická jednotka, ktorej relikty by sa mali nachádzať v nižnoslanskej depresii medzi príkrovom Bôrky a turnianskym príkrovom. Také výskyty sa udávajú od Ježovca aj spod Radzimu, no hlavné výskyty sú j. od rožňavskej línie východne od Štítnika (Psí chrbát a z. od Honiec). Meliatikum podľa všetkého reprezentuje jurské meliatske súvrstvie (čierne bridlice s olistolitmi rozličných hornín, najmä svetlých kryštalických vápencov, rádiolaritov, bázických vulkanických hornín, tmavých a sivých rohovcových vápencov a pod.).

Silicikum reprezentuje silický príkrov v známej tektonickej troske Radzim, kde sú zastúpené gutensteinské vápence a dolomity, steinalmské a schreyeralmské vápence v celkovej hrúbke zhruba 150 m. Menšia troska je ešte j. od Dobšinej na Končistej (Spitzenhügel).

SLOVENSKÝ KRAS

Územie Slovenského krasu sa ešte donedávna považovalo za územie s najjednoduchšou stavbou v rámci Západných Karpát. Mezozoikum Slovenského krasu podľa vtedajšej predstavy tvorilo normálny „obal“ paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Dnes sa Slovenský kras popri bradlovom pásme považuje za oblasť s najzložitejšou stavbou, pretože podľa súčasných poznatkov sa na jeho stavbe zúčastňuje 5 tektonických jednotiek. Tie sa ešte donedávna všeobecne považovali za paleoalpínske (predvrchnokriedové). Začína prevládať názor o ich prevažne mladokimerskom (predvrchnojurskom) veku. Ide o gemerikum, príkrov Bôrky, meliatikum, turnaikum a silicikum.

Každá z týchto tektonických jednotiek má inú litostratigrafickú náplň, pretože pochádzajú z rôznych paleogeografických zón niekdajšieho tetýdneho oceánu a jeho okrajov. Vrchnokriedové a kenozoické sedimenty už nie sú súčasťou týchto jednotiek.

a) Gemerikum

Zasahuje do územia Slovenského krasu na povrchu iba svojimi južnými okrajmi. Dosiť nie je jasné, či je v hĺbke pod ostatnými jednotkami zastúpené aj j. od rožňavského zlomu, alebo tam tvorí fundament iná tektonická jednotka.

Gemerikum reprezentujú mezozoické horniny iba v malom rozsahu, napr. pri Nižnej Slanej, Kobeliarove a Petrove.

b) Príkrov Bôrky

Pozdĺž severného okraja Slovenského krasu medzi Jasovom a Štítnikom vystupujú početné, miestami izolované, inde viac alebo menej súvislé výskyty mladopaleozoicko-mezozoických sekvencií. Oproti svojmu okoliu sú relatívne vyššie metamorfované. Zaraďujeme ich do príkrovu Bôrky. Ich spoločným charakteristickým znakom je alpínska metamorfóza.

Pre príkrov Bôrky je charakteristická šupinová stavba (v okolí Hačavy pozostáva až z piatich šupín). V litostratigrafickej náplni dominujú svetlé kryštalické vápence a glaukofanity (stredný až vrchný trias), ktoré v jednotlivých šupinách dosahujú hrúbku 200 – 400 m, a tmavé bridlice (jura), ktoré vystupujú najmä východne od Šugovskej doliny a ich hrúbku možno odhadnúť na 200 m.

c) Meliatikum

Túto tektonickú jednotku tvoria útržky pochádzajúce z oceánskeho a paraoceánskeho mobilného pásma.

Charakteristická je preň sedimentácia hlbokovodných sedimentov (pelagických, často rádioláriových vápencov, rádiolaritov, kremitých pelitov, čiernych bridlíc a turbiditov). Sedimentáciu počas riftingu sprevádzala podmorská vulkanická činnosť (vznik bázických a ultrabázických hornín ofiolitovej suity). V predkolíznom štádiu sú hojné turbidity a vznikli aj rozsiahle olistostrómy, v ktorých bloky dosahujú veľkosť až niekoľko sto metrov.

Pokiaľ ide o litostratigrafickú náplň meliatika, tu je situácia zložitejšia ako pri iných tektonických jednotkách. Po preradení niektorých sekvencií, ktoré sa predtým považovali za „meliatske“ (s. l.), do turnianskeho príkrovu turnaika či do príkrovu Bôrky zostáva už iba niekoľko výskytov meliatika s. s. (okolie Meliaty, Držkoviec, Čoltova, Bretky, Mikolčian, s. svahy Plešivskej planiny a niekoľko výskytov zachytených vrtmi). Všetky tieto výskytov však majú melanžový či olistostrómový charakter.

d) Turnaikum

Predstavuje bezkorenný príkrov skladajúci sa z viacerých čiastkových jednotiek, ktoré sa vynárajú spod silického príkrovu. Podľa pôvodnej definície boli z neho známe iba triasové a jurské horniny. Nedávno sa k nemu zaradili aj paleozoické horniny brusnickej antiklinály (Vozárová a Vozár, 1992). Spodnotriasové horniny sú porovnateľné so silickým príkrovom. Pelsónske až vrchnotriasové horniny majú „pelagickejší“ charakter než horniny v silickom príkrove. Väčšina hornín turnaika vykazuje známky slabej metamorfózy. Sú rozšírené v Turnianskej kotline, na území medzi Brusníkom a Slovenskou skalou, v okolí Štítnika, Honiec a na ďalších drobných výskytoch.

Z litologického hľadiska je typické a významné zastúpenie sivých rohovcových vápencov v strednom aj vrchnom triase (do 200 m) a tmavých bridlíc (max. 100 m), na niektorých lokalitách s vložkami pieskovcov či vulkanických hornín, v strednom karne. Na lokalite Stráňa pri Jelšavskej Teplici sú zastúpené aj fácie hallstattského typu. V anise sú typické (gutensteinské) dolomity a svetlé masívne vápence (300 až 400 m).

e) Silicum

Silický príkrov je rozsiahle, horizontálne alebo subhorizontálne uložené príkrovové teleso. Počas nasúvania alebo po nasunutí sa rozčlenilo na celý rad čiastkových štruktúr a blokov. Mnohé časti odstránila erózia a denudácia, a tak najmä jurské, ale do značnej miery aj vrchnotriasové súvrstvia sú zachované len rudimentárne. Najväčšie rozšírenie dosahujú stredno- a spodnotriasové sedimenty (spolu až 2 000 m). Keďže ide o bezkorenný príkrov, jeho pôvodné paleozoické podložie nepoznáme.

Z vekového, ale najmä z faciálneho a paleogeografického hľadiska v ňom môžeme vyčleniť tri skupiny facií:

- Predriftové štádium (vrchný perm – stredný pelsón). – Litostratigrafické jednotky sú podobné alebo identické s ďalšími jednotkami (turnaikum a meliatikum). Na báze príkrovu je hrubý komplex permských evaporitov (perkupská formácia, do 300 m). Často je prepracovaný na tektonickú melanž, ktorá obsahuje útržky a bloky hornín meliatika. Verfénske súvrstvie (skýt) v nadloží tu dosahuje najväčšiu hrúbku z celých Západných Karpát (až 800 m). Ide o súbor pestrých bridlíc a pieskovcov, ktoré smerom do nadložia čoraz hojnejšie obsahujú karbonátovú zložku (slienovec a vápence). Od začiatku stredného triasu sa vytvorila karbonátová platforma a do začiatku jej čiastočného rozpadu v dôsledku riftingu sa usadilo asi 400 až 500 m lavicovitých vápencov a dolomitov (gutensteinské a steinalmské vápence a dolomity).

- Fácie karbonátovej platformy. – Rifting začínajúci sa tu v pelsóne až ilýre síce spôsobil čiastočný rozpad karbonátovej platformy a vznik intraplatformových depresí, na značnej časti platformy však sedimentácia nerušene pokračovala ďalej až do vrchného triasu. Vytvorili sa mohutné masy svetlých masívnych vápencov (wettersteinské, tisoenské a dachsteinské), len miestami zmenené na dolomity, v celkovej hrúbke

1 200 až 1 500 m. Medzi triasom a jurou sa prerušila sedimentácia. Potom nastal náhly kolaps a od stredného liasu sa vytvorili širomorské až oceánske podmienky sedimentácie (allgäuske vrstvy a rádiolarity).

- Fácie intraplatformových depresí a pelagické fácie. – Od pelsónu až ilýru v intraplatformových depresiách („kanáloch“) sedimentovali panvové fácie (schreyeralmské, nádašské, reiflinské, raminské a hallstattské vápence a zlambašské vrstvy). Majú omnoho menšie rozšírenie než vápence fácie karbonátovej platformy a aj ich celková hrúbka je omnoho menšia (200 – 400 m). V oblasti ich rozšírenia sa však sedimentácia medzi triasom a jurou neprerušila, ale pokračovala kontinuálne (napr. Bohúňovo).

2.2.4. Paleogén

V paleogéne podtatranskej skupiny sú vyvinuté usadeniny stredno- a vrchnoeocénneho a spodnooligocénneho veku.

V zmysle litostratigrafického členenia podtatranskej skupiny (vnútrokarpatského paleogénu) v zmysle Grossa, Köhlera a Samuela (1984) tu boli rozlíšené tieto súvrstvia (z dôvodov korelácie so staršími prácami tu uvádzame členenie, ktoré F. Chmelík v r. 1967 použil v *Regionálnej geológii ČSSR*, II. diel):

1. borovské súvrstvie – bazálne súvrstvie,
2. hutianske súvrstvie – ílovcové súvrstvie (južnej fácie),
3. zuberecké súvrstvie – ílovcovo-pieskovcové súvrstvie, prechodné pieskovcové súvrstvie,
4. bielopotocké súvrstvie – pieskovcové súvrstvie.

Všetky opisované súvrstvia, s výnimkou borovského a prevažnej časti hutianskeho súvrstvia, majú flyšový charakter. Prechody medzi nimi, pokiaľ nejde o tektonický styk, sú plynulé.

Borovské súvrstvie

Vo východnej časti územia, t. j. v Šarišskej vrchovine (Marschalko, 1966), prebieha borovské súvrstvie v úzkom pásme cez Vít'az, Hrabkov a Sedlice do Drienovskej Novej Vsi. V dôsledku synklinálneho uloženia vrstiev sa ponára pod uhlom 10 – 30° pod mladšie flyšové vrstvy. Borovské súvrstvie vystupuje aj v tektonickom rokyciansko-bajerovskom „ostrove“, kde obklopuje úzky lineárny pruh podložného mezozoika v záreze údolia Svinky. Súvrstvie v spodnej časti pozostáva z dvoch typov brekcií a zlepcov, ktoré svojím obsahom obliakov verne odrážajú stavbu bezprostredného podložia.

Sú to homogénne vápencovo-dolomitové brekcie a zlepenec, zachované v pásme z Ovčieho cez Hrabkov, Sedlice až do Drienovskej Novej Vsi, a heterogénne zlepenec, predstavujúce zmiešané asociácie mezozoických hornín, a najmä hornín paleozoického podložia. Vystupujú v pásme jz. od Širokého a j. od Vít'aza a pokračujú v tektonicky oddelenom pruhu Kluknava – Štefánska huta. Aj pri tomto polymiktnom zložení si zachovávajú zväčša vápnitý tmel.

V celom vývoji bazálneho cyklu vidno granulometrické zjemňovanie sedimentov smerom k nadložíu. Opisane zlepenec postupne prechádzajú do hrubozrnných až jemnozrnných litických pieskovcov a siltovcov.

V západnej časti študovaného územia v Hornádskej kotline je obdobná situácia. Aj tu vystupujú dva typy bazálnych brekcií a zlepcov (homogénne a heterogénne). V najspodnejšej časti boli (Filo a Siráňová, 1998; Filo in Gross et al., 1999) vymedzené tzv. hornádske vrstvy a chrastianske vrstvy. Predstavujú nesporne predtransgresívne kontinentálne a vyššie deltové vejárovité sedimenty. Vápencové brekcie sú zle triedené a vytvárajú bazálny člen transgresívnej litofácie. Je pozoruhodné, že vo väčšine profilov (Veľká Biela voda, Majerská, Čingov, prielom Hornádu pri Hrabušiciach) náhle zanikajú a prechádzajú do heterogénnych zlepcov. Hrúbka siltovcov, ktorými sa tu končí transgresívny cyklus, sa pohybuje od 20 až 60 m do maximálne 120 m. Ide o laminované drobové siltovce, miestami s hojnými pyritovými konkréciami, silno limonizovanými, s výskytom zvyškov makrofauny (lastúrniky).

Polymiktné zlepenec a pieskovce dosahujú hrúbku 80 až 150 m, v priemere okolo 100 m. Celková hrúbka bazálnej litofácie sa pohybuje od 120 do maximálne 220 m. Vek bol určený na spodnú až vrchnú časť vrchného eocénu (Samuel, 1960, 1962 a 1963), veľmi ojedinele ako vrchný lutét. Posledné štúdiá fauny a flóry najmä v západnej časti regiónu potvrdzujú až vrchnopriabónsko-spodnooligocénny vek (Gross et al., 1999).

Hutianske súvrstvie

V Šarišskej vrchovine sa hutianske súvrstvie a subflyš (t. j. flyš s absolútnou prevahou ílovcovej zložky) pozvoľna vyvíjajú z borovského súvrstvia, a to najmä západne od Hrabkova. Tam má aj stálu hrúbku až po okrajové zlomy Braniska. Východne od Klenova a Sedlíc sa dá sledovať už len lokálne pod litofáciou konglomerátového flyšu, ktorý sa s ňou ostro stýka a zarezáva sa až do siltovcov a pieskovcov borovského súvrstvia. Už len v nepatrnej hrúbke sa nachádza sv. od Suche doliny, ale jv. od Radatíc zaniká. Na severe tejto časti územia vystupuje hutianske súvrstvie v depresii severne od Svinnej, jv. od Sabinova a v. od Šariša smerom k Prešovu. Z juhu na sever vidno narastanie hrúbky litofácie na 200 až 300 m, maximálne až 800 m. Vek tu bol určený na základe štúdia globigerín na spodnú časť vrchného eocénu (priabónu).

V Hornádskej kotline túto litofáciu zastupuje vývoj piesčito-siltových ílovcov a laminovaných slieňovcov s vložkami polymiktných zlepcov a opäť postupne prechádza do typického flyšu. Hrúbka zlepcových polôh je 5 – 180 cm.

V západnej časti Hornádskej kotliny hutianske súvrstvie reprezentujú premenlivo vápnnité ílovce až slieňovce s častými laminami siltu, resp. polohami zlepcov, ktorých podiel je väčší ako 3 %.

Hrúbka hutianskeho súvrstvia v Hornádskej kotline sa pohybuje v rozmedzí od 100 do 500 m. Vek litofácie (Gross, 1999) má široké rozpätie – od vrchnej časti stredného eocénu až po vrchnú časť vrchného eocénu. Posledné štúdiá (Gross et al., 1999) poukazujú na obdobie vrchného priabónu až spodný oligocén.

Hutianskym súvrstviem, ktoré je vyvinuté regionálne nad borovským súvrstviem v celej študovanej oblasti, sa končí zhruba jednotná sedimentácia. Po nej už nastala sedimentácia typického flyšu (zubereckého súvrstvia) na rôznych miestach s rôznym pomerom P : I.

Zuberecké súvrstvie

V Šarišskej vrchovine ho zastupuje tzv. **prechodný flyš** (Marschalko, 1966), ktorý sa postupne vyvíja z hutianskeho súvrstvia, resp. zo subflyšu. Prechodný flyš je laterálne úzko spätý s **konglomerátovým a divokým flyšom** a sčasti predstavuje ich vzdialený ekvivalent v panve. Vystupuje v severnej časti územia pri Bertotovciach. Odtiaľ pokračuje k Sabinovu a ďalej cez Rožkovany na ZSZ. V tektonickej kryhe jjz. od Prešova buduje najvyššiu časť Malkovskej hôrky. Tento flyš je zložený zo slabo vápnných ílovcov alternujúcich s vyšším podielom pieskovcov. Vo vrchnej časti tohto flyšu sú ojedinelé telesá zlepcov sklzového pôvodu (Malkovská hôrka). Stratigraficky tento flyš začleňujeme do vrchného priabónu až spodného oligocénu (Samuel, 1960).

V Hornádskej kotline je tento flyšový vývoj plošne veľmi rozšírený. Podiel pieskovcov k ílovcom P : I je dosť premenlivý. Na báze tohto súvrstvia je pomer P : I vysoko v prospech ílovcov, vertikálnym smerom sa postupne vyrovnáva. Pieskovce sú zaradené do skupiny drôb až drobových pieskovcov.

V západnej časti Hornádskej kotliny flyš s rovnováhou alebo s prevahou drobových pieskovcov, siltovcov a droby s ojedinelými vložkami interformačných zlepcov predstavujú najmladšiu litofáciu. V oblasti Vydrníka a Mečedeloviec sú pieskovce v prevahe nad ílovcami.

Hrúbka flyšového vývoja koliše v rozmedzí 200 až 500 m (pričom v Levočských vrchoch, t. j. severne od študovaného územia, dosahuje 500 až 1 200 m, ojedinele do 1 400 m). Toto súvrstvie bolo vekovo začlenené do vrchného eocénu (Benešová, 1959), novšie výskumy (Gross et al., 1999) potvrdzujú vrchný eocén až spodný oligocén.

Bielopotocké súvrstvie

(miestami flyš s výraznou prevahou pieskovcov)

V Šarišskej vrchovine je stratigrafickým a čiastočne aj litologickým ekvivalentom pieskovcového súvrstvia – mikrokonglomerátový a konglomerátový flyš – a jeho alternujúcou fáciou divokého flyšu a čiastočne aj subflyšu.

Konglomerátový a mikrokonglomerátový flyš tvorí súvislý celok na Z od Svinky v pásme Sedlice, Suchá Dolina, Kvačany, Hrabkov až k Širokému, kde ho prerušujú okrajové zlomy Braniska, a pokračuje na SZ až do Levočských vrchov. Tento flyš tvoria vrstvomité, maximálne 10 – 12 m hrubé lavice zlepcov, gradačne zvrstvené. Smerom na SZ sa znižuje veľkosť obliakov a postupne pozorujeme prechod do flyšu s variabil-

ným pomerom pieskocov a ílovcov. Vyskytujú sa tu rozsiahle podmorské zosuvy (zlepence), ktoré predstavujú fáciu netypického divokého flyšu. O zlepencoch možno všeobecne konštatovať, že sú výslovne heterogénne, s piesčitým až ílosiltovcovým tmelom.

Divoký flyš je stratigrafický ekvivalent pieskovcového súvrstvia, no svojimi hydrogeologickými vlastnosťami mu nezodpovedá. Je to najmä preto, lebo sú tu znova časté a niekedy aj hrubšie polohy ílovcov. Tento typ flyšu nachádzame s. od Radatic a Kendíc, kde v takmer normálnych flyšových postupnostiach sa vyskytujú podmorské zosuvné zlepencové telesá veľkých rozmerov. Tieto telesá sú zložené z polymiktných zlepencov s ílovito-piesčitou prebytočnou základnou hmotou. Hrúbka je 12 až 15 m, pričom rozloha telies niekedy presahuje až 30 km². Mikrostratigrafický rozbor potvrdil (Marschalko a Samuel, 1960), že vek tejto litofácie je vrchný eocén až spodný oligocén. Najväčšia hrúbka (konglomerátový flyš spolu s divokým flyšom), 400 – 600 m, sa zistila v línii Kvačany – Chminianske Jakubovany, v oblasti Radatic, Kendíc až po Prešov 300 – 500 m.

V Hornádskej kotline je bielopotocké súvrstvie reprezentované flyšom s prevahou drobových pieskocov, stredno- a drobnozrnných zlepencov (Marschalko, 1966), striedajú sa tu 40 – 300 cm hrubé lavice gradačne zvrstvených pieskocov s ílovcami vyvinutými len v celkom nepatrnej hrúbke. Pieskovce, ktoré miestami absolútne prevládajú, patria k drobám a drobovým pieskovcom s ílovito-karbonátovým tmelom. Po krátkom navetraní sa ľahko rozpadávajú. Hrúbka tohto súvrstvia je približne 100 – 200 m, lokálne sa redukuje na 10 m, až sa súvrstvie vyklinuje. Vekovo sa zaraďujú do oligocénu s možným presahom až do spodného miocénu (Gross et al., 1999).

Podrobné opisy paleogénnych súvrství v študovanom regióne, t. j. ich petrografickú charakteristiku, faunistický obsah a ich detailnú stratigrafickú pozíciu nájdeme v prácach Grossa et al. (1999) a Mella et al. (2000).

Paleogénne vrstvy sú väčšinou uložené plocho (10 až 20°) a len lokálne ohnuté do plochých synklinál a antiklinál. Pri zlomoch a tektonických líniiach väčšieho významu sú sklony vrstiev až do maxima, 90°, teda sú vztýčené a tiež detailne prevrásnené. Oblasť ako celok je postihnutá germanotypnou zlomovou tektonikou. V jej dôsledku je územie rozbité na celý rad kryh s rôznou amplitúdou zdvihu a poklesu.

Šarišská vrchovina je územie s nevýraznou synklinálnou stavbou. Zlomy tu prebiehajú v dvoch hlavných smeroch: 1. SSV – JJZ až SV – JZ a S – J; 2. SZ – JV a ZSZ – VJV.

Hlavná poruchová línia prvého systému je hornádska tektonická línia (Leško, 1957; Fusán, 1958). Je pravdepodobné, že výzdvih územia Šarišskej vrchoviny a jeho postupná erózia sa odohrali pred vznikom varhaňovskej štrkovej formácie. Časovo to spadá do spodného tortónu (Švagrovský, 1950). To potvrdzuje predpoklad, že spodný miocén siahal cez študované územie na západ a že východne od hornádskej línie pokračuje flyš v podloží miocénu. Podobný smer ako opisovaná hornádska línia majú aj zlomy Braniska. Zo západu je to poľanovský zlomový systém (s.-j., resp. ssz.-jjv. smeru) a z východnej strany šindliarsky zlomový systém (sv.-jz. smeru). Kým sústava poľanovských zlomov je takmer vertikálna a miestami sklonená na východ, šindliarske zlomy sú výrazne sklonené na Z, resp. SZ v uhle asi 60 – 70°.

Druhý hlavný systém zlomov zsz.-vjv. smeru je zhodný s priebehom štruktúr Čiernej hory a Spišsko-gemerského rudohoria, pričom sa ruší na prvom systéme, a preto je starší. Výrazný zlom tohto smeru je hrišovský zlom (Rösing, 1947). Vďaka nemu sa zachovala pretiahnutá kryha paleogénu pri Štefanskej hute a Kluknave. Generálny smer a sklon vrstiev na sever a SV na sever od Čiernej hory sa náhle mení za zlomovou **líniou Cemjata – Bertotovce**.

Jeden z najvýraznejších zlomov v Hornádskej kotline je **vikartovský zlom** v.-z. smeru, ktorý prebieha južným okrajom vikartovského chrbta. Má pravdepodobne strmý úklon na juh, resp. až 90°. V teréne je možné sledovať ho od Vikartoviec po Spišský Štvrtok, kde vytvára výrazný morfológický stupeň. Pri Vikartovciach mení smer na JZ – SV a končí sa v mezozoických, resp. paleozoických sériách. Pri Spišskom Štvrtku sa vikartovský chrbát ponára pod paleogénne sedimenty, pričom predpokladáme jeho pokračovanie na východ do **klčovskej elevácie** (navrtná vrtom Kl-1 v hĺbke 130 m; in Gross, 1967). Elevácia sa ďalej deformovala mladšími zlomami (s.-j. smeru), viac alebo menej sa posúvala na sever alebo na juh. V najvýchodnejšej časti Hornádskej kotliny v priestore medzi Spišskými Vlachmi a Braniskom depresiu porušujú s.-j. zlomy. Na nich sa vikartovsko-klčovská elevácia končí a ďalej na východ už nie je sledovateľná.

Muránsky zlomový systém ssv.-jjz. smeru je veľmi výrazný na Muránskej planine a v horninách Slovenského raja. Jeho ssv. pokračovanie v paleogénnych sedimentoch Hornádskej kotliny a v Levočských vrchoch

nemá žiaden povrchový prejav. Paleogénne sedimenty sa dnes javia ako „potektonické“, prekrývajúce muránsku líniu. Jej prejavy sú zaznamenané najskôr v mezozoickom podloží paleogénu na území Levočských vrchov.

Najstarší zlomový systém v Hornádskej kotline predstavujú zlomy jv.-sz. (vjv.-zsz.) smeru. Pozdĺž nich flyš poklesáva do značnej hĺbky oproti podložnému mezozoiku Slovenského raja a Spišsko-gemerského rudohoria. Tento systém zlomov spolu s vikartovským v.-z. systémom sa javia ako staršie. Porušujú ich **mladšie** systémy zlomov smeru **JZ – SV** a mladšie, približne s.-j. smeru.

Zlomový systém jz.-sv. smeru je zhodný so staršími karpatskými líniami a preberá ich priebeh. Hlavné poruchy tohto systému sa zistili pri vyústení údolia Veľkej Bielej vody smerom na Spišský Štvrtok. V údolí potoka Ždiar a Tepličného potoka sústavy porúch pokračujú paralelne na starej línii styku vernárskeho pruhu mezozoika s melafýrovou sériou chočského príkrovu.

Najmladší zlomový systém má priebeh zhruba S – J. Prejavuje sa veľmi intenzívne tak v kotline, ako aj v staršom podloží. Najvýraznejší reprezentant je už opísaný harakovský zlom, ktorý zodpovedá chočsko-podtatranskému zlomu. Prebieha západným ohraňením Braniska, pričom jeho pokračovanie do Spišsko-gemerského rudohoria nie je známe a ani na mape nevidno posunutie horninových komplexov zodpovedajúce tomuto zlomu. Mapovaním sa zistilo, že okrajový zlom Braniska nepokračuje na J, ale sa otáča smerom na JZ až Z a vytráca sa v údolí Hornádu v okolí Spišských Vlách.

Tektonické poruchy zsv.-jv. smeru sú sčasti zdedené, založené na starších, predpaleogénnych štruktúrach. Poruchy smeru považuje Marschalko (1966) čiastočne za synsedimentárne, pôsobiace už pri usadzovaní vo vrchnom eocéne až spodnom oligocéne. Detailné opisy tektoniky územia, t. j. predovšetkým zlomov regionálneho charakteru, ich priebehu, sklonov, funkcie v čase atď., sú uvedené v prácach Grossa et al. (1999) a Mella et al. (2000).

2.2.5. Neogén a budínsky paleogén

Sedimentárny neogén na území zobrazenom na liste Košice patrí k trom samostatným sedimentačným depresiam:

- Juhoslovenskej panve, presnejšie čiastkovej Rimavskej kotline,
- Východoslovenskej neogénnej panve – k jej západnej časti,
- Horehronskému podoliu (veľmi okrajovo).

Všetky tri územia sa v mnohých ohľadoch zásadne líšia, preto ich opíšeme samostatne.

Neogén a budínsky paleogén v Rimavskej kotline (podľa Vassa a Elečka et al., 1989)

Terciér v Rimavskej kotline v študovanom území leží na predterciérnom podloží budovanom horninami gemerika, meliatika, turnaika a silicika. Bezprostredne terciérne podložie tvoria najčastejšie spodnotriasové horniny – najmä pestré bridlice seisu a stredno- až vrchnotriasové vápence, prípadne dolomity silicika.

Na predterciérnom podloží transgresívne ležia sedimenty kišcelu – čížske súvrstvie (južná časť územia) – a egeru (lučenské súvrstvie). Obe súvrstvia vznikli na severnom okraji panvy budínskeho paleogénu. Sedimenty kišcelu nevystupujú na povrch.

Kišcel má na báze detritické **blžské vrstvy** tvorené najmä pieskami a pieskovcami, ale aj brekciovitými horninami. Ich fragmenty predstavujú úlomky hornín bezprostredného podložía. V južných častiach kotliny v nadloží detritických vrstiev ležia **lenártovské vrstvy**. Tvoria ich prevažne vápňité ílovce s ojedinelými piesčitými polohami. Čiastočným laterálnym ekvivalentom tohto morského súvrstvia sú sedimenty pokojných osladených zálivov. Sú to pelity až prachovce, často tmavo sfarbené, miestami s tenkými uhoľnými slojčkami – **hostišovské vrstvy**. V ich nadloží pri Bátke ležia bioklastické a intraklastické **bátčanské vápence**.

Eger, lučenské súvrstvie, tam, kde leží transgresívne na predterciérnom podloží, má na báze vyvinuté vrstvy detritických a organodetritických vápencov (**bretčianske vrstvy**). V nich sú zastúpené veľké foraminifery, zvlášť lepidocyklíny a miogypsíny, resp. bazálne **panické vrstvy** (brekcie, zlepenca a pieskovce). Vyššie potom leží **szécsénsky šlír**: vápňité ílovce, resp. vápňité siltovce s polohami pieskovcov. Tieto vrstvy dosahujú hrúbku niekoľko 100 m a sú vertikálne aj laterálne veľmi monotónne.

Egerom sa končí v študovanom území Rimavskej kotliny morská sedimentácia. Mladšie, miocénne vrstvy chýbajú. Až v strednom miocéne prebiehala na severe kotliny sedimentácia vulkanoklastických hornín pyro-

xénických andezitov **pokoradzského súvrstvia** (báden – sarmat), ktoré vznikli v kontinentálnych podmienkach. Ich strednomiocénny vek je preukázaný rádiometricky a nálezom flóry (Sitár a Dianiška, 1979).

Do juhovýchodnej časti kotliny z Maďarska pravdepodobne okrajovo zasahuje panón vo fácií pestrých ílov.

Vo východnej a severnej časti kotliny na egeri, resp. na predterciálnom podloží leží **poltárske súvrstvie** (pont). Tvoria ho štrky, piesky a polohy pestrých, miestami svetlých (kaolinických) ílov.

Rimavskú kotlinu porušujú zlomy, ktoré podľa ich orientácie v priestore možno rozčleniť na **štyri zlomové systémy** (Vass a Elečko et al., 1989): sv., sz., s.-j. a v.-z.

Zlomy sz. systému vytvárajú v Rimavskej kotline rozsiahlu hrast'ovo-prepadlinovú stavbu. Jej osová časť je **čížska hrast'**. Kryhy na východ a západ sú v pozícii poklesnutých kryh vymedzených zlomami činnými aj v období kvartéru (výrazné terasové systémy).

Významný je aj okrajový zlom, ktorý prebieha pozdĺž okraja Juhoslovenského krasu – **štítnický zlom**. Vo vzťahu k mezozoiku Slovenského krasu je východným okrajovým zlomom Rimavskej kotliny. V západnej časti územia je významný **rimavský zlom**. Okrem prejavu v terciárnej výplni kotliny zohráva významnú úlohu v stavbe predterciálneho podložia.

Najvýznamnejšia štruktúra **sv. zlomového systému** je šafárikovská elevácia. Overili ju viaceré vrty, východy podložia a bazálnych členov egeru na povrch a seizmické merania. Treba poznamenať, že elevácia je segmentovaná už spomínanými priečnymi zlomami sz. smeru na celý rad čiastkových priečných kryh.

Zlomy, ktoré na severe oddeľujú **poklesnutú kalošskú kryhu** od šafárikovskej elevácie, majú vo vzťahu k terciéru aspoň čiastočne synsedimentárny charakter. V priestore poklesnutej kryhy sa zistili kišcelské sedimenty, zatiaľ čo na susedných vysokých kryhách kišcel chýba.

Významný je aj **rašický (plešivsko-rapovský) zlom**, oddeľujúci severné okrajové kryhy (kryha Veľkého Blhu) od kalošskej poklesnutej kryhy. Zlom v širšom zmysle patrí k rapovsko-rožňavskému zlomovému systému s dôkazmi laterálneho posunu na zlome.

Významné **zlomy s.-j. systému** prebiehajú v údolí rieky Slaná (**zlom Slanej**; Vass, Elečko a Bodnár, 1981; Vass et al., 1989). Zlomy boli aktívne v kvartéri, lebo na poklesnutej kryhe sú vyvinuté terasy rieky Slaná, ale na vysokej kryhe terasy chýbajú (Pristaš, 1975).

Sústava menších zlomov s.-j. smeru sa zistila pri prieskumných prácach na lokalite Gemerská Ves, časť Šankovce, pri severnom okraji kotliny.

Zlomy v.-z. systému majú väčší význam v južnej časti kotliny, t. j. mimo územia zobrazeného na mapovom liste. Geofyzikálne podklady naznačujú, že severné obmedzenie kotliny v priestore od Čoltova po Gemerskú Ves mohlo byť predurčené poruchovým systémom v.-z. smeru.

Neogén v západnej časti Východoslovenskej neogénnej panvy

Východoslovenský neogén má na zmapovanom území trojaký vývoj:

- morský, viazaný na údolie Hornádu, resp. na široké okolie Prešova,
- morskobrakický (južná časť Košickej kotliny a Moldavská kotlina, východná časť),
- kontinentálny, ktorý vyplňa časť Košickej a Moldavskej kotliny.

Prešovská kotlina

Neogén je vyvinutý prevažne v morských, prípadne morskobrakických fáciách a sú tu zastúpené aj sedimenty staršieho neogénu (egenburg a karpat). V Moldavskej kotline je neogén vyvinutý prevažne v kontinentálnych fáciách. Jeho stratigrafický rozsah je užší, obmedzený na báden až pliocén.

Hranicou medzi oboma vývoji – morským, resp. morskobrakickým a kontinentálnym – je pochovaný sokoliansky chrbát (Čechovič a Vass, 1960). Podložie neogénu v Prešovskej kotline tvorí najmä vnútrokarpatký paleogén – podtatranská skupina (severne od Košíc), tatroveporidné jednotky (okolie Košíc) a gemerikum (južne od Košíc).

Najstaršia časť výplne Prešovskej kotliny je egenburg. Zistil sa len v priestore na sever od Košíc. Sedimenty egenburgu sú z väčšej časti zakryté mladšími sedimentmi a na povrch vystupujú iba v severnej časti kotliny.

Spodnú časť egenburgu tvorí **prešovské súvrstvie**. Tvoria ho vápnité ílovce, siltovce a pieskovce na báze s polohami zlepencov, resp. štrkov. Celé súvrstvie je hrubé až do 1 000 m (Vass a Čverčko, 1985; Karoli in Kaličiak et al., 1991).

Vyššie leží **čelovské súvrstvie** hrubé až 400 m. Na povrch vystupuje mimo zmapovaného územia (severne od Prešova). Budujú ho najmä piesky s rozpadavými pieskovecami, ktoré sprevádzajú vápňité ílovce, na báze formácie tak isto s hrubozrnnými polymiktnými, resp. drobnozrnnými kremennými štrkami. V súvrství sa vyskytujú tenké slojčky uhlia.

Otnang sa dosiaľ nezistil ani v Prešovskej kotline, ale ani v celej Východoslovenskej neogénnej panve.

Rozšírenie **karpátu** na území zobrazenom na liste Košice nepresahuje rozšírenie egenburgu. Zistil sa nielen v okolí Prešova, ale aj severne od Košíc. Tam na veľkej ploche vystupuje na povrch, resp. čiastočne ho zakrývajú mladšie sedimenty.

Bazálne **teriakovské súvrstvie** karpátu tvoria vápňité ílovce s pieskovecami, miestami aj so zlepenkami, a najmä severne od Prešova sú prítomné aj ryolity, ich tufy a tufity. Súvrstvie je hrubé až 500 m.

V nadloží v okolí Prešova je **soľnobanské súvrstvie** hrubé 100 – 280 m. Jeho prevládajúcou zložkou sú sivé slané íly a evapority, najmä kamenná soľ, resp. brekcie kamennej soli. Nadložie soľnobanského súvrstvia tvorí 600 až 1 000 m hrubé **kladzianske súvrstvie**. Tvoria ho sivé ílovce a siltovce so žilkami a šošovkami sadrovca. V súvrství sú tenké polohy pieskovca.

Morský **báden** zasahuje len do najvýchodnejšej časti zmapovaného územia. Spodný báden – **nižnohrabovské súvrstvie** – tvoria vápňité íly, ílovce a siltovce s polohami bentonitických tufitov. Vyšší báden tvoria vápňité íly a ílovce (**vranovské súvrstvie**). Vranovské a nižnohrabovské súvrstvie v Prešovskej kotline nemožno zväčša litologicky oddeliť, a preto sa opisuje spoločne ako **mirkovské súvrstvie** (Karolín in Kaličiak et al., 1991). Vrchný báden – **klčovské súvrstvie** – je vyvinutý na študovanom území v deltových fáciách. Zastúpené sú aj pemzové tufy (kráľovské tufy), vyššie štrky (varhaňovské štrky), íly a piesky. **Sarmat** reprezentujú vápňité íly, piesky a tufitické piesky s polohami ryolitových tufov a tenkými slojčkami lignitu (**stretavské súvrstvie**). V okolí Košíc do stretavského súvrstvia vstupuje košická delta (resp. **košické štrky**). Vyšší sarmat reprezentuje **kochanovské súvrstvie**. Budujú ho vápňité íly s polohami bentonitu. Prítomné sú slojčky lignitu a tufity. Súvrstvie je ekvivalentom spodnej časti tufiticko-lignitickej série (Janáček, 1959).

Zlomy Prešovsko-košickej kotliny tvoria tri systémy. Najvýraznejší je zlomový systém s.-j. smeru. Reprezentujú ho zlomy **hornádskeho zlomového systému**. Severne od Košíc v priestore medzi Šarišskými Bohdanovcami a Nižnou Šebastovou po týchto zlomoch neogén poklesáva od okraja panvy na východ. Južne od Košíc medzi Barcou a Seňou s.-j. zlomy vymedzujú poklesnutú kryhu.

Zlomový systém sz.-jv. smeru priečne porušuje systém S – J a vytvára dve významnejšie štruktúry. V severnej časti kotliny je to **kapušianska hrasť**, na ktorej sa hornádskeho zlomový systém končí. V priestore Košice – Bohdanovce je vysoká kryha vymedzená zlomami sz.-jv. smeru. Jeden zo zlomov vymedzujúcich kryhu je **ruskovský zlom**. Niekoľko menších zlomov sz.-jv. smeru porušuje severovýchodnú časť Prešovskej kotliny.

Zlomy sv.-jz. smeru sa uplatňujú najmä v severnej časti kotliny, kde priečne porušujú kapušiansku hrasť. Do smeru SV – JZ sa stáčajú aj zlomy hornádskeho systému, a to na juh od Šarišských Bohdanoviec.

Väčšina zlomov Prešovsko-košickej kotliny bola aktívna vo vrchnom bádene a sarmate. Zlomy sv.-jz. smeru v priestore severne od Košíc boli aktívne v karpate aj počas bádenu. Severovýchodno-juhozápadné zlomy porušujúce kapušiansku hrasť boli aktívne pred karpatom aj neskoršie (Kováč et al., 1994).

Moldavská kotlina

V Moldavskej kotline, t. j. na západ od sokolianskeho chrbta (pochovaná elevácia predneogénneho podložía), je neogén vyvinutý prevažne v detritických až hrubodetritických kontinentálnych fáciách. Na málo členenej nížine väčšia časť neogénu nevystupuje na povrch, ale je prikrytá kvartérom. Výplň kotliny prevrátil vrt KO-1 situovaný v komárovskej depresii (pri obci Komárovce) a poskytol vhodné údaje o kvalite neogénnych sedimentov (Vass, 1967; Pulec a Vass, 1969).

Bazálnym súvrstvím neogénu v čiastkovej komárovskej depresii je súvrstvie zlepenčov hrubé 170 m. Tvoria ho mohutné polohy zlepenčov (20 – 30 m), ktoré pozostávajú najmä z obliakov až blokov hornín bezprostredného podložía (peridotity a ultrabáziká). V súvrství budovanom prevažne zlepenkami sú aj polohy pestrých červených pieskovcov hrubých 0,5 – 2 m, maximálne 16 m, a piesčitých siltov. Vek bazálneho súvrstvia nie je spoľahlivo preukázaný. Najskôr ide o **spodný báden, resp. bázu vyššieho bádenu**.

Vyššie ležiace súvrstvie s polymiktnými zlepenkami je hrubé 30 m. Jeho spodnú časť tvoria zlepenca a stredno- až hrubozrnné štrky, vo vrchnej časti sú slabo vápnité íly s polohami drobnozrnných pieskov. Súvrstvie obsahuje peľové spektrá poukazujúce najskôr na **vrchnobádenský vek**.

Sarmat v juhozápadnej časti Košickej kotliny tvorí vulkanicko-sedimentárne súvrstvie (vo vymedzenom regióne ho možno označiť ako spodné). Na jeho báze sú polymiktné zlepenca s vložkami pieskovcov, siltových ílov a tufitických sedimentov. Zlepenca sú stredno- až hrubozrnné a v obliakovom materiáli prevládajú triasové karbonáty, spodotriasové bridlice, pieskovce a kremence.

Vyššie leží takmer 100 m hrubý komplex zváraných tufov (*welded tuff*) a ignimbritov (Pulec a Vass, 1969). Nad zváranými tufmi ležia prevažne piesčité vrstvy, v ktorých popri pieskoch až pieskovcoch sa vyskytujú polohy vápnitých siltov až ílov, štrky, resp. zlepenca s hojným mezozoickým obliakovým materiálom a tufy až tufity.

Sarmatský vek opísaného súvrstvia je dokázaný rádiometricky (rádiometrický vek zváraných tufov 12,75 až 0,75 mil. r.; Bagdasarjan et. al., 1968), peľovými spektrami a niektorými ukazovateľmi paleogeografických zmien, ktoré sa pozorovali aj v brakicko-morskom, teda biostratigraficky dokázanom sarmate (Vass, 1969).

Smerom na juh sa litologické zloženie sarmatu mení. Hrubodetritické a piesčité vrstvy ustupujú vápnitým ílom a vulkanické horniny sú prítomné iba vo forme tufov, resp. tufitov. V blízkosti maďarsko-slovenskej hranice južne od komárovskej čiastkovej depresie je spodný sarmat vyvinutý v brakickej fáci. Tvoria ho vápnité íly s polohami pieskov a tufitov. Podobný litofaciálny vývoj tu má aj vyššia časť sarmatu (pri Ružovom dvore – Čechovič a Vass, 1960).

Panón, pont, resp. pliocén v juhozápadnej časti Košickej kotliny reprezentuje vrchné vulkanicko-sedimentárne súvrstvie. Vo vrte KO-1 dosahuje hrúbku 370 m. Vystupuje aj na povrch, a to pri severnom okraji kotliny a pozdĺž maďarsko-slovenskej hranice. Litologicky ho možno rozčleniť na niekoľko obzorov. Odspodu nahor sú to:

– **zlepenčovo-siltovo-ílovitý obzor:** tvoria ho polohy polymiktných štrkov, v ktorých prevládajú obliaky paleozoických hornín. Mezozoické obliaky sú zastúpené nepatrne. Prítomné sú aj hrubé polohy siltov, prípadne ílov, ale aj piesčité tufity.

– **tufitický obzor:** tvoria ho tufy, tufity a sily. Peľové spektrá oboch uvedených obzorov poukazujú najskôr na panónsky vek.

– **vrchný štrkovo-ílový obzor:** je to pestré striedanie štrkov, ílov, siltov a pieskov. Štrky tvoria hrubé polohy a majú podobné zloženie ako zlepenca v spodnom obzore. Sily a pestré, často plastické íly tvoria aj výrazné polohy. Pestré íly vychádzajú na povrch pri Šaci, Jasenove, Raške, Šemši a aj pri maďarských hraniciach, kde sú odkryté aj prevažne kremité štrky. Podľa peľu a cicavčej fauny (Perín) najskôr ide o pont - (poltárske súvrstvie).

Tektonická stavba Moldavskej kotliny je málo preskúmaná. Zdá sa, že pri vývoji územia v neogéne významnú úlohu zohral **sokoliansky pochovaný chrbát sz.-jv. smeru**. Kým západne od neho je neogén v kontinentálnom vývoji, východne je vo vývoji morskom, morsko-brakickom. Zdá sa, že chrbát zohral tú istú úlohu aj v mladom geologickom období, keď sa formovala recentná riečna sieť, lebo rozvodie Bodvy a Hornádu sleduje zhruba sokoliansky pochovaný chrbát (Čechovič a Vass, 1960). Zlomy dvoch systémov, s.-j. (až ssz.-jjv.) a v.-z. (až vsv.-zjz.), vytvárajú poklesnutú kryhu. Tá zodpovedá čiastkovej komárovskej depresii. Severo-južný zlom prebiehajúci cez Moldavu a sledovaný potokom Bodva oddeľuje mezozoické planiny od kotliny.

Turnianska kotlina

Starší terciér v turnianskej čiastkovej depresii má autonómny vývoj (Vass et al., 1993, 1995). Reflektuje špecifickú tektonickú a paleogeografickú históriu. Najstaršie terciérne sedimenty reprezentuje **šomodské súvrstvie** (eocén – oligocén), ktoré má na báze laminované riasové vápence a tmavé vápence so stopami lesklého hnedého uhlia. Pravdepodobne ide o lagunárne sedimenty na brehu transgredujúceho eocénneho mora. Hlbokovodnejšie morské sedimenty však v šomodskom súvrství chýbajú. Vyššiu časť súvrstvia reprezentujú regresívne kontinentálne sedimenty, riečne štrky, piesky, pestré íly, sloje uhlia, sladkovodné vápence, ale aj sedimenty typu „pebbly mudstone“ poukazujúce na tektonický nepokoj počas sedimentácie.

Nad šomodským súvrstvom diskordantne ležia sedimenty, ktoré litologicky, ale aj vekom (oligocén – kiš-cel) pripomínajú **hostišovské vrstvy** z Rimavskej a Lučenskej kotliny (tmavé íly, laminky uhlia, piesky a zlepenca).

Na iných miestach nad šomodským súvrstvom alebo nad predterciálnymi horninami diskordantne ležia **drienovské zlepenca** (spodný miocén) predstavujúce fosílné dejekčné kužele vzniknuté v kontinentálnych podmienkach.

Po období hiátu počas istej časti miocénu, počas sarmatu, v turnianskej depresii ožila subsidencia. **Sedimenty sarmatu** sú prevažne hrubodetritické (štrky a piesky) a sú hrubé maximálne 100 m. Vznikli v jazerno-riečnom prostredí.

Nad sarmatom ležia sedimenty **panónu** (ekvivalent **sečovského súvrstvia**) – pestrofarebné íly, silty, piesky, štrky, šošovky a sloje uhlia. Tieto sedimenty vznikli v jazernom, resp. riečnom prostredí s občasou dominanciou močiarného prostredia.

Najmladšie sedimenty v turnianskej depresii sú štrky, piesky, pestrofarebné aj kaolinické íly – ekvivalenty **poltárskeho súvrstvia** pontského veku. Vznikli v riečnom prostredí. Súveké sú sladkovodné vápence, z ktorých pontskú faunu opísal Sümeghi (1939).

Kontinentálne sedimenty vyplňujú aj **Rožňavskú kotlinu**. Sú to štrky, piesky a pestré íly poltárskeho súvrstvia pontského veku (Vass, 1956; Vass, Kraus a Elečko, 1989; Elečko a Vass in Mello et al., 1997).

Východo-západné zlomy vymedzujú turniansku čiastkovú depresiu. Na východnom okraji čiastkovej turnianskej depresie sa významne uplatňujú **zlomy sv.-jz. smeru**. Sú to zlomy, ktoré možno stotožniť so severným pokračovaním **zlomového systému Darnó** z územia Maďarska. Lína Darnó a sprievodné zlomy mali popri vertikálnej zložke aj významnú zložku horizontálneho pohybu. Zlomy sv. zlomového systému vytvárajú **systém vysokých a poklesnutých krýh** (Elečko in Mello et al., 1997). V turnianskej depresii a v jej okolí sa uplatňujú aj **zlomy sz.-jv. smeru**.

Horehronské podolie

V Horehronskom podolí na predterciálnom podloží ležia sedimenty centrálnokarpatského paleogénu a hrubodetritické sedimenty pliocénneho veku (banskobystrické súvrstvie). Je to v podstate štrkovo-piesčité súvrstvie. Štrky sú tvorené najmä obliakmi kryštálických hornín, arkóz a kremencov. Miestami v nich vystupujú polohy ílov a pieskov.

Zo štruktúrneho hľadiska Horehronské podolie predstavuje asymetrickú prepadlinu, vymedzenú na severe významným v.-z. zlomovým systémom.

2.2.6. Kvartér

Kvartérne sedimenty na zmapovanom území zastupujú fluviálne, ale najmä proluviálne sedimenty. Plošne najviac rozšírené sú však svahové eluviálne a deluviálne sedimenty a len nepatrne subaerické a organogénne sedimenty.

Kvartérny pokrov na tomto území je vyvinutý nerovnomerne. Väčšiu časť územia, a najmä územia Slovenského rudohoria, Slovenského krasu, východnej časti Nízkych Tatier, Muránskej planiny a Slovenského raja charakterizuje prevaha svahovín. Ich povaha silno závisí od stavby predkvartérneho podložia.

Kvartérne sedimenty sú výraznejšie rozšírené v dolinách riek, zvlášť v Rimavskej, Rožňavskej, Turnianskej, Košickej a Hornádskej kotline. Kvartér týchto kotlín je charakterizovaný rozsiahlym vývojom proluviálnych a fluviálnych sedimentov (teras a terasovaných kužeľov), ktoré v neskorších obdobiach kvartéru, najmä vo würme a risse, boli zakryté variabilnou skrývkou sprašových hĺn.

Kvartérny pokryv územia na jednej strane odzrkadľuje predkvartérne podložie, na druhej strane výrazne poukazuje na cyklické zmeny prostredia, striedanie erózie – prehlbovanie dolín, denudáciu a sedimentáciu.

Erozívna a akumulačná činnosť Hornádu, Hnilca, Bodvy, Rimavy a ich prítokov, glaciálna a periglaciálna modelácia vtlačili pečať tak samotnému reliéfu územia, ako aj geologickej stavbe kvartérnych sedimentov. Erózia tokov (pri celkovom tektonickom zdvihú územia v období kvartéru) prehĺbila doliny riek do hĺbky asi 130 m. V kotlinách južného Slovenska bola v tom období deštruovaná značná časť poltárskeho súvrstvia košickej formácie a obnažilo sa staršie, neogénne podložie. V dolinách riek sa sformoval 6- až 7-stupňový

terasový systém, v Košickej a Turnianskej kotline systém náplavových kužeľov. Súbežne s eróziou a akumulácnou činnosťou riek intenzívne prebiehali procesy zvetrávania, soliflukcie a formovanie pôdnych horizontov.

Vývoj kvartérnych sedimentov na zmapovanom území sa odohral v niekoľkých etapách.

Kvartérny erozívno-akumulačný cyklus, podobne ako v susedných regiónoch, začleňujeme do spodného (starého), stredného a vrchného (mladého) pleistocénu a holocénu.

Sedimenty spodného pleistocénu tu vystupujú len útržkovite. Na základe jednotlivých zvyškov fluvialných štrkov v oblasti kotlín južného Slovenska usudzujeme, že uvedené obdobie bolo charakteristické málo diferencovanými riečnymi dolinami, rozsiahlou, no plytkou sedimentáciou fluvialných sedimentov a formovaním rozsiahlych náplavových kužeľov. Je s ním spojené aj dosť výrazné lateritické zvetrávanie, usadzovanie travertínov a formovanie nových a vyprázdňovanie starších jaskynných priestorov v oblasti Slovenského krasu.

V stavbe kvartéru územia sa najviac uplatnila etapa spadajúca do obdobia stredného pleistocénu. S touto etapou je spojené plošne najrozsiahlejšie zaštrkovanie dna Rimavy, Hornádu a ich prítokov a výrazné formovanie rozsiahlych plôch terás Slanej, Rimavy a Hornádu z náplavových kužeľov Turnianskej a Košickej kotliny.

V nasledujúcich obdobiach pleistocénu sa postupne znižovala amplitúda vrezávania riek a postupne sa zužovala laterálna erózia a sedimentácia.

Vo vrchnom pleistocéne po krátkom období prehlbovania tokov pri značne zúženej laterálnej erózii prakticky na všetkých väčších tokoch nastala dvojité akumulácia štrkov v dvoch úrovniach. V prvej fáze sedimentovali štrky nízkej terasy Slanej, Rimavy a Hornádu, resp. terasovaných nízkych kužeľov prítokov Bodvy a Slanej. V poslednej etape mladého pleistocénu nasledovala dosť výrazná laterálna erózia riek, prehĺbenie korýt riek a ich posledné výrazné zaštrkovanie, zakončené čiastočným vyvieváním piesčitého materiálu v neskorom glaciáli würmu. V mladom pleistocéne sa skončilo výrazné navievanie spraší. Spraše a sprašové hliny pokryli tak staršie pleistocénne formy reliéfu, ako aj predkvartérne podložie.

V poslednej etape kvartéru – v holocéne – štrkopiesčítý komplex riečnych nív sa prekryl hlinito-ílovitým a piesčitým krytom s ojedinelými polohami slatín a rašelin.

Na zmapovanom území vyčleňujeme tieto genetické typy kvartérnych sedimentov:

1. fluvialne,
2. proluvialne,
3. svahové,
4. organogénne.

Fluvialne sedimenty zaberajú na zmapovanom území väčšiu časť plochy kotlín a dolín riek.

Vystupuje tu niekoľko typov fluvialných sedimentov. Pre horskú oblasť Slovenského rudohoria sú typické úzke pásy prevažne mladých fluvialných sedimentov riek. Budujú ich hrubé štrky a piesky.

Výrazne sa líšia fluvialne sedimenty dolných častí tokov s rozsiahlym vývojom širokých terasových stupňov, terasovaných kužeľov a riečnych nív.

Na základe priestorového rozšírenia, morfolologickej pozície jednotlivých fluvialných akumulácií, ako aj ich vzťahu k nadložným sprašovým sériám obsahujúcim fosílnu pôdne horizonty fluvialne komplexy terás začleňujeme do spodného (starého), stredného a vrchného (mladého) pleistocénu a holocénu.

Fluvialne sedimenty spodného pleistocénu sú zachované len sporadicky vo forme drobných ostrovčekov v doline Slanej (Farská studňa) a pravdepodobne na ľavobreží Hornádu východne od Čane.

Fluvialny štrkový materiál spodného pleistocénu je zložený prevažne z hrubých, silno navetraných zahlienených opracovaných alebo poloopracovaných štrkov. V zložení materiálu prevládajú obliaky žilného kremeňa, kremenca a porfyroidov. Andezity, tufy a žuly sú silno zvetrané. Súvrstvie dosahuje hrúbku 2 – 3 m.

Fluvialne sedimenty **stredného pleistocénu** sú zastúpené rozsiahlymi terasami na pravom brehu Rimavy a Blhu, na ľavom brehu Slanej a v doline Hornádu. V Turnianskej kotline a časti Košickej kotliny sú s nimi tesne spojené rozsiahle proluvialne sedimenty náplavových kužeľov.

Terasy starého pleistocénu v Rimavskej kotline buduje 2 – 4 m hrubé súvrstvie piesčitých, miestami zahlienených štrkov s polohami piesku. Materiál je dobre vytriedený, v podloží miestami limonitizovaný, maximálny priemer obliakov je 20 – 30 cm. Celkove v ňom prevláda obliaková zložka nad piesčitou. Petrografické zloženie závisí od znosovej oblasti. Všeobecne však prevládajú obliaky kremeňa, kremenca, porfyroidov pieskovca, žúl a kryštalických bridlic odolnejšie proti zvetrávaniu a transportu a zvetrané obliaky andezitu.

Súvrstvie piesčitých štrkov spravidla prechádza do sivých ílovitých povodňových hĺn a spraší.

Fluviálne sedimenty mladšieho obdobia stredného pleistocénu (riss) sú najviac zachované sedimenty kvartéru. Terasy stredného pleistocénu vystupujú v širokom páse pozdĺž všetkých väčších tokov. Chýbajú len v zúžených úsekoch dolín. Terasy na báze buduje 2 – 3 m, miestami až 6 m hrubé súvrstvie dobre vytriedených zvrstvených piesčitých štrkov s výraznými polohami piesku. V petrografickom zložení materiálu prevládajú dobre opracované obliaky kremeňa a kremenca, prítomné sú aj pieskovce, vápence, granitoidy, kryštalické bridlice a andezity. Terasy sú pokryté 6 – 10-metrovou sériou spraší a sprašových hĺn.

Fluviálne sedimenty **mladého pleistocénu** vystupujú v dvoch úrovniach. Reprezentujú ich štrkopiesčité súvrstvia nízkej terasy a dnovej akumulácie nív. Nízka terasa vystupuje len v úzkych pásikoch v údolí Slanej južne od obce Stránska, výraznejšie však v Košickej kotline od Košíc po Čaňu. Ojedinelé pásy terasy sa vyskytujú v Turnianskej a Spišskej kotline.

Druhé súvrstvie tvorí dnová štrková výplň riečnych nív. V jej nadloží na väčších tokoch je rozsiahly hlinito-ílovitý a piesčitý holocénny kryt alebo pozvoľna prechádza do postglaciálnych fluviálnych pieskov. Obidva komplexy predstavujú samostatné cykly vývoja. Buduje ich súvrstvie zvodnených piesčitých štrkov a pieskov hrubé 2 – 4 m. Obliakový materiál je opracovaný, dobre vytriedený, približne s rovnakým podielom piesčitej a obliakovej zložky. Skladá sa z kremeňa, kryštalických bridlíc a granitoidov kemitého porfýru s výrazným podielom andezitu, tufov, pieskovca a vápencov.

Do najmladšieho obdobia kvartéru – holocénu – začleňujeme povodňové fluviálne a deluviálno-fluviálne sedimenty nivnej fácie Rimavy, Slanej, Bodvy, Hornádu a ich prítokov. Nivný komplex je budovaný 3 – 6 m hrubým súvrstvom hlinitých, ílovitých a ílovito-piesčitých (kalových) povodňových sedimentov s ojedinelými polohami humózných hĺn a slatín.

PROLUVIÁLNE SEDIMENTY

Vývoj proluviálnych sedimentov na zmapovanom území bol tesne spätý s formovaním terás, t. j. terasových štrkov, do ktorých miestami pozvoľna prechádzajú alebo ich prekrývajú.

Na geologickej stavbe Košickej a Turnianskej kotliny sa zúčastňujú rozsiahle staropleistocénne, stredno-pleistocénne, mladopleistocénne a holocénne kužele.

Staropleistocénne prolúviá Bodvy, Idy, Čačanky a Hajského potoka buduje súvrstvie výrazne zahlinených štrkov hrubé 3 – 6 m. Väčší rozsah majú stredno-pleistocénne a mladopleistocénne prolúviá budované viac vytriedeným (Turnianska kotlina) piesčitým a štrkopiesčitým materiálom, ktorý dosahuje hrúbku až 9 m. Väčšia časť súvrstvia je zvodnená. Plošne najväčší rozsah majú mladé holocénne náplavové kužele vyúsťujúce do riečnych nív.

SVAHOVÉ SEDIMENTY

Podľa litologického zloženia a genézy materiálu svahové sedimenty na zmapovanom území môžeme členiť na niekoľko skupín.

Prvú, plošne najrozsiahlejšiu skupinu svahových sedimentov tvoria hlinito-kamenité a kamenité (eluviálne a eluviálno-deluviálne) sedimenty a produkty zvetrávania predkvartérneho podložja premiestnené gravitačnými pohybmi, soliflukciou. Výrazne vystupujú na úpätí svahov vo forme „kamenných morí“ (Nízke Tatry) a deluviálnych plášťov (na úpätí svahov Slovenského krasu), kde ich hrúbka dosahuje 20 aj viac metrov. V ich stavbe prevláda hlinitý materiál premiešaný s chaoticky nahromadenými ostrohrannými úlomkami a blokmi, v oblasti vývoja vápencov so značným podielom červenozemí.

Druhú skupinu tvoria hlinito-piesčité polygenetické sedimenty sprašového charakteru. Sú rozšírené v oblasti kotlinových pahorkatín a vyvinuté na neogénnych sedimentoch. Vo väčšine prípadov prevládajú svetlohnedé a sivasté piesčité a prachovité hliny sprašového charakteru. Spravidla sú odvápnené alebo slabo vápnité.

Sprašové hliny a spraše (eolicko-deluviálne sedimenty) sú vyvinuté na pleistocénnych terasách Rimavy, Blhu a Hornádu, čiastočne na kotlinových pahorkatinách. Na tomto území sa stretávame prevažne so sprašovými prachovitými až piesčitými hlinami s polohami typických eolických spraší. Hrúbka sprašových pokryvov terás vzrastá od mladých terás k starším. Maximálnu hrúbku (15 m) sprašových hĺn pozorujeme na terasách Rimavy. V ostatných kotlinách sa sprašový pokryv pohybuje od 3 do 10 m.

Organogénne sedimenty

Na území zobrazenom na liste Košice sú v značnej miere vyvinuté organogénne sedimenty reprezentované slatinami. Značnú plochu zaberajú (homogénno-organogénne sedimenty) travertíny.

Slatiny sú rozšírené v oblasti Turnianskej a Hornádskej kotliny. Väčšiu plochu zaberá rašelinisko v zatopenej oblasti Hrhovských rybníkov (Jazierko). Podľa rozborov (Krippel, 1965) rašelinisko je veľmi mladé (holocén). Buduje ho tmavohnedá, stredne rozložená, v nadloží značne mineralizovaná čiernohnedá až hnedá rašelina. Hrúbka ložiska sa pohybuje od 2 – 3 do 6,5 m.

Travertíny zaberajú značnú plochu a vystupujú vo forme travertínových kôp sformovaných na aktivizovaných kvartérnych zlomoch v Hornádskej, Turnianskej, Rimavskej a Rožňavskej kotline a kaňonovitom prielome Slanej. Spodno- a strednopleistocénne travertíny tvoria kopy prevažne sivých a žltosivých pevných travertínov. Vrchnopleistocénne a holocénne travertíny sú zastúpené silno poréznymi štruktúrnymi travertínmi, penovcami a travertínovou drvinou.

3. HYDROGEOLOGICKÁ PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA

Ucelený prehľad geologických pomerov územia je vo *Vysvetlivkách k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000*, listy Vysoké Tatry, Košice – Zborov, Rimavská Sobota a Trebišov – Čierna (1963, 1964), a vo vysvetlivkách ku geologickým mapám v mierke 1 : 50 000 Braniska a Čiernej hory (1996), Nízkych Tatier (1992), Slovenského krasu (1996), Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny (2000), Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny a Šarišskej vrchoviny (1999), Rimavskej kotliny (1985), Košickej kotliny (1991, 1996) a Slovenského rudohoria (1983). Sú to základné práce, ktoré boli použité pri spracovaní geologických pomerov územia zobrazeného na liste Košice, pričom sú zohľadnené najnovšie poznatky z geologického výskumu Slovenska.

Hydrogeologická preskúmanosť územia je veľmi nerovnorodá. Niektoré orografické celky boli zhodnotené na úrovni hydrogeologického výskumu (Nízke Tatry, Branisko, Šarišská vrchovina, Hornádska kotlina, Muránska planina, Slovenský raj, Galmus, Čierna hora, Košická kotlina, Rimavská kotlina, Volovské vrchy), iné boli zhodnotené na úrovni hydrogeologického prieskumu (štruktúry Slovenského krasu, Branisko, Slovenský raj, Muránska planina, jz. časť Košickej kotliny, Nízke Tatry, fluvialne náplavy Hornádu, Torysy a Slanej). Ostatné oblasti boli preskúmané prevažne iba lokálnymi prácami. V ďalšej časti tejto práce podávame prehľad hydrogeologickej preskúmanosti podľa orografických celkov.

Hydrogeologická preskúmanosť **Nízkych Tatier** je veľmi nerovnomerná. V roku 1973 sa skončil základný hydrogeologický výskum sv. časti Nízkych Tatier. Z územia patriaceho k mapovému listu Košice je v správe hydrogeologicky zhodnotená sekvencia Veľkého boku v oblasti Liptovskej Tepličky, pre ktorú sa urobila hydrologická bilancia a vymedzili sa vodohospodárske prognózne oblasti. Na výsledky hydrogeologického výskumu nadväzovali rozsiahle práce hydrogeologického prieskumu štruktúry mezozoika sekvencie Veľkého boku. Práce boli zamerané na výpočet množstva podzemnej vody a skončili sa zachytením a využitím podzemnej vody štruktúry (Cabalová, 1980; Frankovič, 1984). Hydrogeologické pomery kryštalinika boli zhodnotené na úrovni hydrogeologického výskumu (Dovina et al., 1985). Komplexné zhodnotenie hydrogeologických pomerov celých Nízkych Tatier poskytuje hydrogeologická mapa Nízkych Tatier v mierke 1 : 50 000 a textové vysvetlivky k nej (Hanzel et al., 1990).

Ucelený prehľad hydrogeologických pomerov **Braniska** je uvedený v záverečnej správe z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu (Frankovič et al., 1975). Je v nej uvedený aj výpočet množstva podzemnej vody v kategórii C₂ a C₁. Súhrnné zhodnotenie celého regiónu obsahuje hydrogeologická mapa v mierke 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami (Malík a Lánczos, 1993).

Z významnejších prác, ktoré hodnotia hydrogeologické pomery **Čiernej hory**, sú práce spojené s výstavbou vodného diela Ružín (Orvan, 1961a, b). Hydrogeologické a hydrogeochemické pomery s ocenením množstva podzemnej vody sa komplexne vypracovali v rámci vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu (Frankovič, 1981). Na to nadväzovali práce predbežného hydrogeologického prieskumu (Cibuľka et al., 1990). Ďalšie práce mali lokálny charakter. Boli zamerané na zabezpečenie zdrojov pitnej vody. Ich komplexné zhodnotenie je na hydrogeologickej mape a v textových vysvetlivkách regiónu Čierna hora v mierke 1 : 50 000 (Zakovič a Bodiš, 1999).

Na práce geológov, geografov a speleológov z územia **Slovenského krasu** z 50. a 60. rokov nadviazali práce regionálneho hydrogeologického prieskumu Slovenského krasu. Skončil sa záverečnou správou v roku 1973 (Šuba, 1973). V území boli vymedzené štruktúry s puklinovo-krasovými vodami a urobil sa výpočet množstva podzemnej vody v kategórii C₂. Na tieto výsledky nadväzovali práce predbežného hydrogeologického prieskumu v hačavsko-jasovskej štruktúre s ocenením množstva podzemnej vody v kategórii C₂ a C₁ (Orvan et al., 1974). Postupne sa takto urobil predbežný hydrogeologický prieskum v ďalších štruktúrach – v centrálnej časti v oblasti Rožňava – Plešivec (Orvan et al., 1981), v slaveckej synklinále (Orvan et al., 1992), v oblasti Gombasek – Plešivec (Orvan et al., 1991), kde realizované práce umožnili získať nové názory na akumuláciu, obeh a režim puklinovo-krasových vôd, v ardotskej a kečovskej štruktúre (Méry et al., 1995), v štruktúre Vysokej (Méryová et al., 1995) a v štruktúre Koniara (Šalagová et al., 1995). Ekologická

únosnosť využívania podzemnej vody sa posudzovala na základe čerpania z hlbokých hydrogeologických vrtov situovaných v údolí Slanej medzi Brzotínom a Plešivcom (Orvan et al., 1991, 1992). Súhrnné hodnotenie podzemnej vody v centrálnej časti Slovenského krasu podávajú vo svojom článku Šalagová, Méryová a Urbaník (1997).

Základné hydrogeologické hodnotenie **Slovenského raja** (Stratenskej hornatiny) prebiehalo až v posledných rokoch. Z hydrogeologických prác sú to práce Kullmana et al. (1985) zo základného hydrogeologického výskumu mezozoika Západných Karpát a hydrogeologické prieskumné práce, ktorých cieľom bolo overenie možnosti získania pitnej a úžitkovej vody z niektorých karbonatických štruktúr Stratenskej hornatiny (Valušiak, 1971). Na severnom okraji regiónu sa realizovalo mnoho prác zameraných na zabezpečenie lokálnych zdrojov vody na zásobovanie. Najnovšie práce, ucelene hodnotiace podzemnú vodu Slovenského raja a **Havraních vrchov** s príľahlým paleozoikom, sú záverečná správa Šalagovej et al. (1998) z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu a hydrogeologická mapa severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000 (Scherer et al., 1999). Sú v nich zhodnotené aj rozsiahle práce lokálneho charakteru.

Pohorie **Galmus** (Hnilecké vrchy) bolo v minulosti hydrogeologicky málo preskúmané. Až v roku 1980 Kullman na úrovni hydrogeologického výskumu zhodnotil podzemnú vodu regiónu, a to aj na základe poznatkov zo štyroch odvrátených hydrogeologických vrtov. V území boli vyčlenené 4 štruktúry podzemnej vody. V roku 1990 dokončili Cangár et al. vyhľadávací hydrogeologický prieskum hydrogeologického rajónu MG-117 (Galmus). V rámci neho sa realizovalo aj 17 hydrogeologických vrtov. Všetky práce sa vyhodnotili aj v rámci zostavovania už spomínanej hydrogeologickej mapy Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000 (Scherer et al., 1999).

Hydrogeologické práce v **Muránskej planine** boli v minulosti zamerané viac-menej na zachytávanie a vodohospodárske využívanie štyroch krasových prameňov na muránskej zlomovej línii. Významné komplexné poznatky o hydrogeologických pomeroch územia prinášajú už výsledky základného hydrogeologického výskumu, ktorý sa robil v GÚDŠ v rokoch 1968 – 1980 (Kullman st. a Gazda, 1980). Na tieto výsledky nadväzovalo zhodnotenie podzemnej vody južnej a juhozápadnej časti Muránskej planiny v kategórii C₂ (Kullman ml., 1986). Ochranou podzemnej vody v krasovo-puklinovom prostredí aj Muránskej planiny sa zaoberá práca Vranu et al. (1990). Poslednou prácou súborne hodnotiacou hydrogeologické pomery je záverečná správa z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu Muránskej planiny – južnej a juhozápadnej časti (Lukaj et al., 1997).

Hydrogeologická preskúmanosť **Slovenského rudohoria** ako celku značne zaostávala za geologickou preskúmanosťou. Iba paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria bolo predmetom záujmu predovšetkým ložiskovej geológie. V rámci toho v rokoch 1953 až 1962 rôzni autori vyhodnotili hydrogeologické podmienky jednotlivých ložísk s ohľadom na určenie prítokov podzemnej vody do ložiska (Hynie, Myslíl, Klír, Herzog, Vránová, 1953 – 1962). Samostatnú skupinu z ložiskovej hydrogeológie predstavujú práce Repku (1963 – 1974) a Lukaja (1964, 1967). Hydrogeochemické hodnotenie Spišsko-gemerského rudohoria podávajú Repka a Gazda (1972) v rámci ložiskovo-geologickej štúdie Spišsko-gemerského rudohoria.

Hydrogeologická problematika ložísk v celej oblasti je komplexne zhodnotená v práci Repku (1974) *Hydrogeologické pomery ložísk Spišsko-gemerského rudohoria*. Z regionálne zameraných prác treba ešte uviesť hydrogeologickú štúdiu povodia Hnilca (Frankovič a Szabová, 1975). Na ňu nadväzovali práce vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu v povodí Hnilca (Frankovič, 1985), v rámci ktorého sa uskutočnilo 22 vrtov. Podrobné hodnotenie hydrogeologických pomerov Volovských vrchov v povodí Hnilca urobili Malík et al. (1990). Naň nadväzovalo hodnotenie pre potreby zostavenia hydrogeologickej a hydrogeochemickej mapy severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000 (Scherer et al., 1999).

Okrem prác regionálneho charakteru sa v území vykonalo množstvo hydrogeologických prác lokálneho charakteru. Tie sa zohľadnili v prácach regionálneho zamerania. Informácie o zvodnení hornín kryštalinika a paleozoika poskytli aj poznatky z hlbokých štruktúrnych vrtov GVI-1, PsS-1, KV-3, RS-1, SV-1 a ďalších vrtov (Hanzel, 1979, 1983, in Bajaník et al., 1983).

Hydrogeologickým pomerom paleogénnych sedimentov **Hornádskej kotliny** sa v minulosti nevenovala väčšia pozornosť. Realizované hydrogeologické práce mali iba lokálny charakter. Boli zamerané na získanie zdrojov pitnej vody pomocou vrtov. Poznatky z týchto vrtov súhrnne spracoval Cabala (1976). Regionálny hydrogeologický výskum Hornádskej kotliny umožnil urobiť prvé komplexné zhodnotenie podzemnej vody územia (Jetel et al., 1990).

Šarišská vrchovina bola predmetom základného hydrogeologického výskumu (Chochol et al., 1984), vyhládavacieho hydrogeologického prieskumu (Bajo a Cibulka, 1994) a spracovania základnej hydrogeologickej mapy v mierke 1 : 50 000 (Zakovič et al., 1993). Najnovší prehľad poznatkov o hydrogeológii Šarišskej vrchoviny publikovali Zakovič et al. (1995).

Prvú súbornú prácu o hydrogeológii **Rimavskej kotliny** v povodí Slanej vypracoval Mahel' (1950). Z ojedinelých vrtov sa získali poznatky o podzemnej vode viazanej na neogénne sedimenty (Orvan, 1973). Najviac preskúmané sú sedimenty kvartéru (Orvan, 1969). Minerálnymi vodami sa zaoberali Mahel' (1952), Orvan (1960) a ďalší. Prvé súhrnné zhodnotenie v rámci hydrogeologického výskumu urobili Zakovič et al. (1989). Výsledkom je hydrogeologická mapa Rimavskej kotliny a východnej časti Cerovej vrchoviny.

Najväčší počet hydrogeologických prác v oblasti **Košickej kotliny** bol zameraný na fluvialne a proluvialne sedimenty kvartéru. Rozsiahlejšie prieskumné práce v kvartérnych kolektoroch v Moldavskej nížine zhodnotili Tkáčik a Cibulka (1964), Mičák a Bujalka (1969) a Cibulka (1980), v doline Hornádu a Torysy Struňák (1961), Šindler (1962), Ondzиковá (1963), Frankovič (1964, 1971) a Cangár (1987). Poznatky z kvartéru povodia Bodvy publikovali Tkáčik, Cibulka a Mičák (1976). V neogénnych sedimentoch sa realizovali iba ojedinelé prieskumné vrty alebo menšie prieskumné akcie. Väčší počet hlbších vrtov v j. a jv. okolí Košíc zhodnotili Frankovič a Szabová (1976). Syntézu poznatkov z celého regiónu do roku 1983 obsahuje regionálna hydrogeologická štúdia Halešovej (1984).

Súhrnné hydrogeologické hodnotenie sedimentov neogénu a kvartéru je vo vysvetlivkách ku geologickej a hydrogeologickej mape Košickej kotliny a Slanských vrchov v mierke 1 : 50 000 (Jetel et al., 1989; Jetel in Kaličiak et al., 1996).

Hydrogeologickým prieskumom náplavov **Hornádu** sa zaoberal Tkáčik (1957). Hodnotil odberné územie pre vodovod mesta Košice v úseku Košice – Ťahanovce. Oblasť južne od Košíc v alúviu Hornádu, ktorá bola vybraná ako odberné územie pre vodovod Košice-juh, preskúmali Struňák (1961) a Frankovič (1963). Z ďalších prác treba spomenúť ešte práce Orvana (1961, 1963) v súvislosti s výstavbou vodného diela Ružín. Hodnotí v nich priepustnosť fluvialných sedimentov Hornádu.

Frankovič (1964) podáva prvé súhrnné hydrogeologické zhodnotenie náplavov Hornádu na základe vrtých prác a čerpacích skúšok, a to aj z hľadiska využitia podzemnej vody na zásobovanie. Ako najnádejnejší úsek vymedzuje alúviu Hornádu medzi Kysakom a Ťahanovcami. Na túto prácu nadviazal Cibulka (1971). V oblasti medzi Trebejovom a Družstevnou vrtmi zdokumentoval 130,0 l . s⁻¹ podzemnej vody z náplavov Hornádu.

V povodí Torysy sa až do roku 1960 nerobil systematický hydrogeologický prieskum. Cieľom väčšiny prác zameraných na túto oblasť bolo zabezpečiť vodu na zásobovanie pre lokálne potreby. Celkové zhodnotenie hydrogeologických pomerov alúvia Torysy s vymedzením prognózných oblastí urobil Šindler (1962).

Na územie zobrazené na liste Košice zasahuje aj časť údolia Hrona, a to od Pohorelej smerom vyššie. Hydrogeologickými pomermi tohto úseku sa zaoberal iba Banský (1966). Na základe vrtov pri Zlatne a Pohorelej zhodnotil zvodnenie náplavov Hrona ako veľmi nízke.

Najpreskúmanejšie sú kvartérne sedimenty údolnej nivy Slanej a jej prítokov. Prvé poznatky o hydrogeologických pomeroch fluvialných sedimentov sú z rokov 1957 – 1958. V tom čase sa robil prieskum zdrojov vody v sedimentoch Rimavy pre Rimavskú Sobotu, v sedimentoch Slanej pre Rožňavu a Šafárikovo a v sedimentoch Blhu pre vysielač Rimavská Sobotu (Orvan, 1958). Súhrnné poznatky poskytuje hydrogeologický prieskum fluvialných sedimentov Rimavy, Blhu, Turca a Slanej, ktorý robil Orvan (1964).

Ďalšie práce, ktoré poskytujú ucelený prehľad hydrogeologických pomerov fluvialných sedimentov, sú prieskumné práce súvisiace s budovaním základnej pozorovacej siete v údolí Muráňa, Štítnika, Slanej a Rimavy (Tůma, 1964; Orvan, 1966).

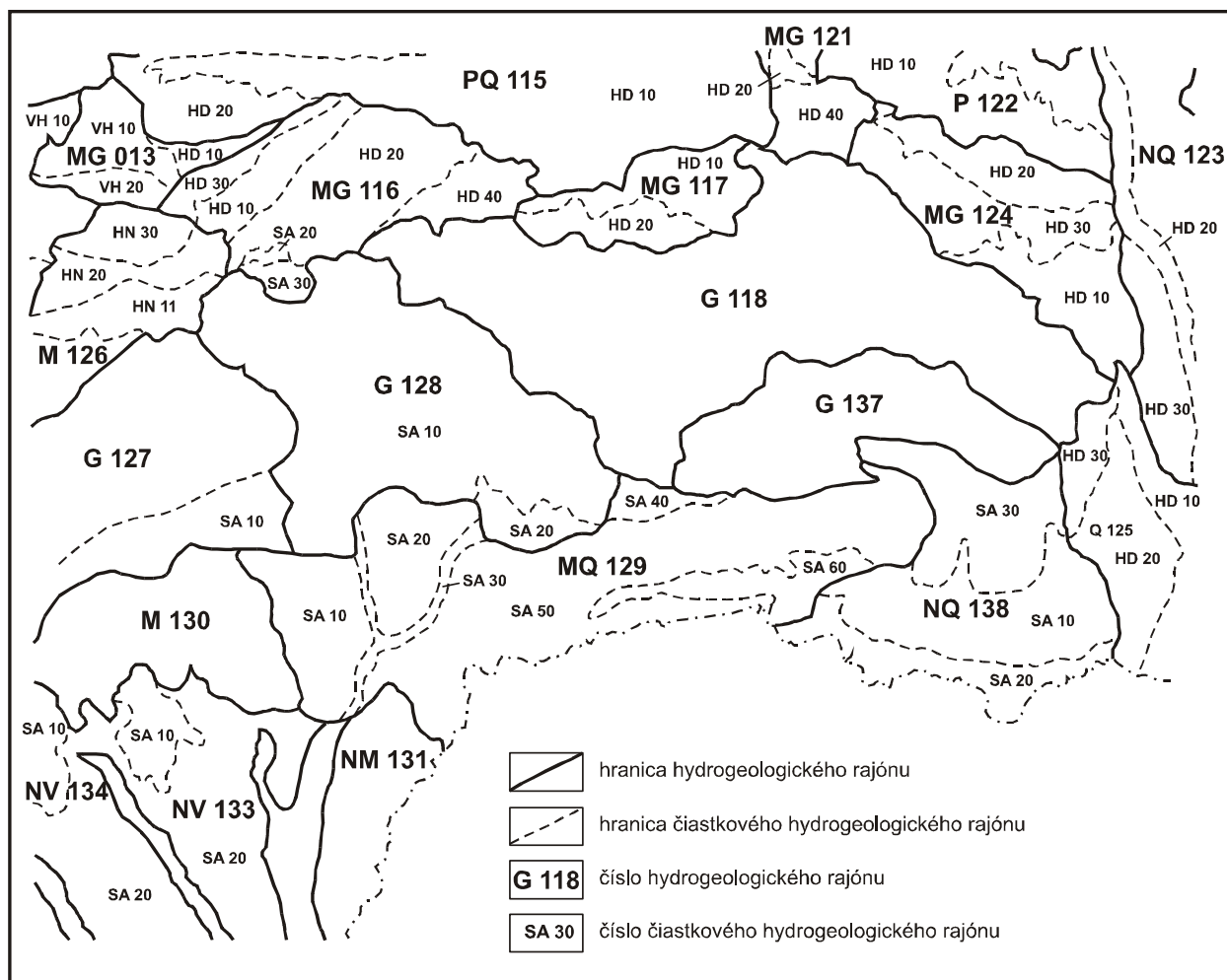
Z ďalších prác regionálneho zamerania treba spomenúť hydrogeologické rajónovanie povodia Slanej (Orvan, 1968) a regionálny hydrogeologický prieskum náplavov a terás Slanej, Muráňa a Štítnika a časti terás Rimavy s vyhodnotením množstva podzemných vôd v kategórii C₂ (Orvan, 1969).

V rámci hydrogeologického výskumu a prieskumu jednotlivých regiónov na tomto území boli zhodnotené aj hydrogeologické pomery fluvialných sedimentov – v Rimavskej kotline (Zakovič et al., 1989), Šarišskej vrchovine (Zakovič et al., 1993; Bajo, 1994), Čiernej hore (Zakovič et al., 1999), Hornádskej kotline (Jetel et al., 1990), Spišsko-gemerskom rudohorí (Malík a Lánczos, 1993; Scherer et al., 1999), Slovenskom krase (Šalagová et al., 1995; Orvan et al., 1991) atď.

4. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

4.1. Všeobecný prehľad hydrogeologických pomerov

Územie zobrazené na liste Košice má veľmi komplikovanú geologickú stavbu. Podieľajú sa na nej horniny od paleozoika po kvartér. Podľa hydrogeologickej rajonizácie spracovanej v roku 1982 a upravenej v roku 1998 sú na tomto území tieto hydrogeologické rajóny (obr. 5):



Obr. 5. Mapa hydrogeologických rajónov (SHMÚ, 1998).

- MG 013 – Mezozoikum série Veľkého boku – v. časť a príahlé kryštalinikum sv. svahov Nízkych Tatier;
- QG 075 – Paleozoikum a mladšie útvary časti povodia horného Hrona po Piesok;
- PQ 115 – Paleogén Hornádskej kotliny a časti Popradskej kotliny;
- MG 116 – Mezozoikum Slovenského raja a Havraních vrchov s príahlym paleozoikom;
- MG 117 – Mezozoikum Galmusu s príahlym paleozoikom;
- G 118 – Paleozoikum Slovenského rudohoria v povodí Hornádu;
- MG 121 – Mezozoikum a paleozoikum Braniska;
- P 122 – Paleogén povodia Svinky;
- NQ 123 – Neogén východnej časti Košickej kotliny;
- MG 124 – Mezozoikum a kryštalinikum Čiernej hory;

- Q 125 – Kvartér Hornádu v Košickej kotline;
- M 126 – Mezozoikum Muránskej planiny a východnej časti Hel'pianskeho podolia a príahlé kryštalinikum;
- G 127 – Kryštalinikum Stolických vrchov a Revúckej vrchoviny v povodí Slanej;
- G 128 – Paleozoikum Revúckej vrchoviny a Volovských vrchov v povodí Slanej;
- MQ 129 – Mezozoikum centrálnej a východnej časti Slovenského krasu;
- M 130 – Mezozoikum západnej časti Slovenského krasu, Železnického predhoria a časti Licinskej pahorkatiny;
- NM 131 – Neogén Gemerskej pahorkatiny;
- Q 132 – Kvartér Rimavskej kotliny;
- NV 133 – Neogén východnej časti Rimavskej kotliny a Blžská tabuľa;
- NV 134 – Neogén západnej časti Rimavskej kotliny a Pokoradzská tabuľa;
- G 137 – Paleozoikum Volovských vrchov v povodí Bodvy;
- NQ 138 – Neogén a kvartér Košickej kotliny a Abovskej pahorkatiny v povodí Bodvy.

Na základe geologických pomerov môžeme v území vymedziť niekoľko hydrogeologických celkov – zvodnených systémov. Líšia sa hydraulickými vlastnosťami hornín a charakterom obehu a režimu podzemnej vody. Je to hydrogeologický celok kryštalinika, resp. paleozoika s puklinovou priepustnosťou.

Z hľadiska zvodnenia najvýznamnejší je hydrogeologický celok mezozoika, a to najmä karbonátové komplexy, ktoré majú puklinovú, krasovú a krasovo-puklinovú priepustnosť.

Hydrogeologický celok vnútrokarpatského paleogénu tvoria horniny s puklinovou a čiastočne aj puklino-vo-medzizrnovou priepustnosťou.

Hydrogeologický celok sedimentárneho a vulkanického neogénu tvoria horniny s medzizrnovou a puklinovou priepustnosťou.

Ďalší, z hľadiska zvodnenia významný celok sú kvartérne sedimenty najmä v údoliach riek s medzizrnovou priepustnosťou.

Kvôli väčšej prehľadnosti je hydrogeologické hodnotenie urobené podľa orografických celkov.

4.1.1. Nízke Tatry

Na zmapované územie zasahujú iba svojou najvýchodnejšou časťou. Môžeme v nich vymedziť tri oblasti, výrazne sa odlišujúce svojím hydrogeologickým charakterom. Hlavný hrebeň pohoria a jeho južné svahy budujú horniny kryštalinika, a to jednak kryštalickej bridlice s veľmi nízkou prietočnosťou, jednak silne tektonicky porušené telesá granitoidov, charakterizované nízkou prietočnosťou. Z hľadiska zvodnenia je kryštalinikum málo významné. Podstatnú časť severných svahov Nízkych Tatier na tomto území vrátane tzv. vikartovského chrbta buduje ipoltická skupina – súvrstvie mladšieho paleozoika hronika. Ako celok je súvrstvie prakticky nepriepustné. Príčinou je striedanie popukaných pieskovecov a vulkanitov, ktoré obsahujú malé množstvo puklinových vôd s lokálne obmedzenou cirkuláciou, s nepriepustnými bridlicami.

Najvýznamnejšia oblasť z hľadiska zdrojov podzemnej vody je územie budované mezozoikom sekvencie Veľkého boku (Hanzel, 1970, 1973) medzi Liptovskou Tepličkou a Hranovnicou, ktorá tvorí štruktúru krasovo-puklinových vôd.

Sekvencia Veľkého boku je po celom obvode uzavretá slabými až nepriepustnými horninami. To vylučuje prestup podzemnej vody do susedných hydrogeologických celkov a komunikácia jej vody s inými štruktúrami je veľmi nepravdepodobná. Tvoria ju litologicky odlišné horniny rôznej stratigrafickej príslušnosti a s rozdielnymi hydraulickými vlastnosťami.

Na báze sú spodnotriasové kremence. Z nich vyviera niekoľko puklinových prameňov s výdatnosťou od 0,1 do 0,6 l · s⁻¹. Verfénske bridlice tvoria nepriepustné podložie nadložných karbonátov.

Najvýznamnejšie a najrozšírenejšie horniny sú triasové dolomity až vápnité dolomity umožňujúce cirkuláciu podzemnej vody po puklinách a krasových dutinách. Pre častý nedostatok nepriepustných lunzských vrstiev stredno- a vrchnotriasové dolomity vytvárajú jeden hydrogeologický celok. Karbonátový komplex sa ťahne v podobe pruhu od Hranovnického plesa a nápadne sa rozširuje v okolí Liptovskej Tepličky. Ďalej na západ vystupuje v podobe úzkeho pruhu. Sekvencia Veľkého boku má hydrogeologicky veľmi priaznivú polohu v nadloží slabého priepustného kryštalinika. To umožňuje jednak drénovať časť puklinových vôd z kryštala-

linika silne priepustnými dolomitmi, najmä v miestach, kde nasadajú priamo na kryštalinikum (záver Ždiarskej doliny), jednak prijímať povrchovú vodu privádzanú potokmi z priľahlých svahov kryštalinika. Silne zvodnené karbonáty triasu sekvencie Veľkého boku majú v nadloží „ipoltickú skupinu“, ktorá ich podzemnej vode vytvára nepriepustnú bariéru. Tieto podmienky umožnili silné zvodnenie triasových karbonátov, ktoré sa stali významným zdrojom krasovo-puklinových vôd. Uprostred ipoltickej skupiny v oblasti severne od Liptovskej Teplice sa na malej rozlohe vyskytujú triasové dolomity chočského príkrovu (hronika) s vysokou prietoknosťou. Podstatná časť štruktúry sa však nachádza na susedných regiónoch, zobrazených na mapových listoch Banská Bystrica a Poprad. Tam sa táto štruktúra aj odvodňuje, a preto ju v tejto časti nehodnotíme.

4.1.2. Hornádska kotlina a Šarišská vrchovina

Paleogénne horniny vzhľadom na svoje litologické zloženie sa vyznačujú najmä puklinovou priepustnosťou. Viazu sa na pukliny vzniknuté jednak endogénnymi, jednak exogénnymi silami. Z rozličných genetických typov sú najvýznamnejšie pukliny nachádzajúce sa na tektonických líniah, pozdĺž ktorých nastali významnejšie pohyby. Tieto línie sú sprevádzané pásmom porušených hornín s hlbším a širším dĺžkovým dosahom. V dôsledku toho potom nastáva väčšia infiltrácia a akumulácia zrážkovej vody. Ďalšie významné pukliny sú pukliny vznikajúce pôsobením exogénnych síl. Sú to pukliny zvetrávania a gravitačné pukliny. Vytvárajú zónu zvetrávania, označovanú ako pripovrchová zóna, s hĺbkovým dosahom 30 – 50 m.

Porušenosť paleogénnych hornín a charakter puklín závisí aj od mineralogického zloženia, s ktorým súvisí ich plasticita či rigidnosť. Účinky tektoniky sa najvýraznejšie prejavujú v pevných, rigidných horninách – zlepencoch a pieskovcoch. V prípade ílovcov v dôsledku ich plasticity sa tieto účinky znižujú.

Pri striedaní rigidných hornín s plastickými je dôležitá hrúbka jednotlivých súvrstiev. Čím je súvrstvie drobnorytmickejšie, tým sú pukliny v rigidných horninách hustejšie, ale zopnutejšie, a naopak. Okrem hustoty puklín a ich roztvorenosti je dôležitá aj ich výplň. V ílovitých horninách často vzniká nepriepustná výplň, ktorá zasahuje do rigidnejších podložných a nadložných hornín. Bajo a Cibulka (1985) vo flyšových súvrstviach vyčleňujú dva hlavné typy kolektorov, a to rýdzo puklinové kolektory a kombinované kolektory s dvojakou puklinovitosťou, tvorenou blokmi s hustou sieťou jemných puklín oddelených riedkou sieťou veľkých puklín.

Horniny vnútrokarpatského paleogénu vystupujú v dvoch samostatných regiónoch, a to v Hornádskej kotline a v Šarišskej vrchovine.

Paleogénne sedimenty v **Hornádskej kotline** majú náznak synklinálnej stavby. Na južnom okraji kotliny ležia na horninách mezozoika s generálnym úklonom 5 – 20° na S. Na severnom okraji vplyvom vikartovského chrbta, ktorý tvorí v podloží paleogénu eleváciu zloženú z hornín mezozoika, majú úklon na juh. Aj paleogénne sedimenty Hornádskej kotliny sú postihnuté zlomami s.-j., sz.-jv. a sv.-jz. smeru. Na zlomoch založených do podložného mezozoika vystupujú minerálne vody.

Najlepší kolektor podzemnej vody zo sedimentov vnútrokarpatského paleogénu sú homogénne zlepenca a brekcie bazálneho paleogénu (borovské súvrstvie). Tvoria ich úlomky vápencov a dolomitov s kalcitovým tmelom. Na povrch vystupujú v súvislom pruhu na severnom okraji Galmusu a Stratenskej hornatiny. Vyznačujú sa puklinovou až puklinovo-krasovou priepustnosťou.

Nižší stupeň prietoknosti majú heterogénne zlepenca a brekcie bazálneho paleogénu. Majú polymiktný charakter s prevahou obliakov podložných, nekarbonatických hornín. Na povrch vystupujú najmä v západnej časti kotliny. Medzi sedimenty so strednou prietoknosťou s puklinovou priepustnosťou zaraďujeme pieskovcové súvrstvie (bielopotocké súvrstvie). Do Hornádskej kotliny zasahuje z Levočských vrchov a dosahuje menšie plošné rozšírenie.

Medzi súvrstvia s najnižšou prietoknosťou patrí ílovcové súvrstvie (hutianske súvrstvie), ktoré vystupuje na povrch v západnej časti kotliny medzi obcami Hrabušice a Krivany, a pieskovcovo-ílovcové súvrstvie (zuberecké súvrstvie), ktoré buduje podstatnú časť kotliny. Obidve súvrstvia sa vyznačujú puklinovou priepustnosťou viazanou na pripovrchovú zónu.

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu **Šarišskej vrchoviny** sa vyznačujú litofaciálnymi zmenami vo vertikálnom aj horizontálnom smere. Táto litofaciálna zmena sa prejavuje aj v hydrogeologických pomeroch územia. Pri okraji panvy prevládajú klastické sedimenty, smerom do stredu panvy sa hrúbka zrna znižuje

v postupnosti konglomerát – pieskovec – ílovec. Hrubozrnnejšie fácie postupne strácajú na hrúbke a jazykovite zanikajú v jemnozrnnejších sedimentoch, pričom niekedy dosahujú dĺžku 10 km aj viac. Vo vertikálnom smere možno pozorovať aj značnú zonálnosť. Litologickú heterogénnosť hornín komplikujú aj podmorské sklzové procesy.

Bazálne (borovské) súvrstvie vystupuje na povrch v úzkom pruhu na južnom okraji Šarišskej vrchoviny, a to od obce Vít'az cez Hrabkov, Sedlice, Radačov do Drienovskej Novej Vsi. Skláňa sa na SZ až S pod mladšie, eocénne a spodnooligocénne flyšové súvrstvia. Spodnú časť súvrstvia tvoria konglomeráty a brekcie dvoch typov, ktoré odrážajú stavbu podložia. Sú to homogénne vápencovo-dolomitické brekcie a konglomeráty s puklinovou až puklinovo-krasovou priepustnosťou (medzi obcami Klenov a Drienovská Nová Ves) a heterogénne konglomeráty tvorené obliakmi hornín kryštalinika s puklinovou priepustnosťou (medzi obcami Široké a Ovčie). Vo vrchnej časti tohto súvrstvia prevažujú jemnozrné pieskovce, postupne prechádzajúce do ílovcovej litofácie. Bazálne súvrstvie spolu s podložnými karbonátmi mezozoika vytvárajú samostatné hydrogeologické štruktúry. Odvodňujú ich pretekavé pramene alebo skrytý prestup do povrchového toku.

Stredne priepustný konglomerátový a mikrokonglomerátový flyš, ktorý je ekvivalentom pieskovcového súvrstvia v Hornádskej kotline, dosahuje najväčšie rozšírenie v jv. časti pohoria. Leží diskordantne na bazálnom súvrství.

Nízko priepustné ílovcovo-pieskovcové súvrstvia (hutianske a zuberecké) vystupujú na povrch v okrajových častiach vrchoviny. Vyznačujú sa cyklickým striedaním pieskovcov a ílovcov. Vo všeobecnosti z hydrogeologického hľadiska tieto súvrstvia plnia funkciu usmerňovateľa cirkulácie podzemnej vody v nadložných, resp. podložných súvrstviach. Na ich styku vystupuje podzemná voda vo forme vrstvových, resp. bariérových prameňov.

Paleogénne horniny Šarišskej vrchoviny, podobne ako horniny Hornádskej kotliny, majú puklinovú priepustnosť. V prípade konglomerátového a mikrokonglomerátového flyšu v dôsledku slabého spevnenia čiastočne predpokladáme aj medzizrnovú priepustnosť.

Paleogénne sedimenty sú postihnuté celým radom zlomových porúch. V dôsledku toho je územie diferencované na množstvo kryh s väčšou alebo menšou amplitudou poklesu. Najvýznamnejšie z nich sú hornádska tektonická línia, pozdĺž ktorej je na východe uťatý priebeh flyšu, a šindliarsky zlom, pozdĺž ktorého sa stýkajú horniny Braniska s vyššími členmi flyšu. Významné poruchové pásmo z hydrogeologického hľadiska je poruchové pásmo Cemjata – Bertotovce. Pozdĺž neho nastal pohyb kryh a do tektonického styku sa dostávajú litofácie prechodného flyšu s konglomerátovým flyšom. Všetky uvedené tektonické línie majú hlbšie založenie a viažu sa na ne početné vývery minerálnych vôd. Zlom, ktorý má priebeh v smere JZ – SV od Klenova smerom na Bajerov a Rokycany, vyzdvihuje na povrch podložné mezozoikum s bazálnym súvrstvím. Toto súvrstvie spolu so stredne zvodnenými konglomerátmi vytvára medzi Klenovom, Rokycanmi a Ľubovcom hydrogeologickú štruktúru s náznakom synklinálnej stavby.

4.1.3. Branisko

Na základe geologickej stavby môžeme v hodnotenej časti Braniska odlíšiť tri hydrogeologicky výrazne sa líšiace celky.

Jedným z nich je celok kryštalinika s rozličnými typmi kryštalických bridlíc – pararuly, migmatity, sivorové bridlice a amfibolity s horninami mladšieho paleozoika. Celý tento komplex charakterizuje nízka prietoknosť. V tomto celku je plytký obeh podzemnej vody. Zrážky infiltrujú zväčša len do zóny povrchového zvetrávania a pripovrchového rozvoľnenia hornín, siahajúceho do hĺbky asi 30 – 50 m. Odtiaľ ich drénujú povrchové toky.

Ďalší celok tvoria dve čiastkové synklinály v jv. časti Braniska. Tvoria ich zlepenca, pieskovce a brekcie permu. Tento komplex hornín má puklinovú a čiastočne aj medzizrnovú priepustnosť. Stredný stupeň prietoknosti hornín je odrazom obmedzených možností infiltrácie a akumulácie atmosférických zrážok.

Relatívne hydrogeologicky najvýznamnejší je celok mezozoika v centrálnej časti Braniska. Mezozoikum tu má podobu synklinály (harakovská synklinála). Tvoria ho najmä stredotriasové dolomity. Vďaka ich vysokej puklinovej priepustnosti majú väčšiu infiltračnú schopnosť. Výsledkom toho sú výdatnejšie zdroje podzemnej vody. Menšie rozšírenie majú rozličné druhy jurských vápencov tvoriace nadložie triasových do-

lomitov. Charakterizuje ich nízka prietočnosť, obdobne ako spodnotriasové kremence, ktoré tvoria podložie dolomitov. Pre vodu prakticky nepriepustné sú spodnotriasové bridlice a pieskovce.

4.1.4. Čierna hora

Čierna hora má zložitú geologicko-tektonickú stavbu. Odzrkadľuje sa to aj v hydrogeologických pomeroch. Komplikovanosť hydrogeologického hodnotenia vyplýva najmä z častého striedania petrograficko-litologických typov hornín s rozdielnymi hydrogeologickými vlastnosťami. Dôležitú úlohu pri hydrogeologickom hodnotení má aj značná členitosť terénu. Tá v podstatnej miere ovplyvňuje odtokové pomery podzemnej aj povrchovej vody (Zakovič a Bodiš, 1999).

Centrálnu časť Čiernej hory budujú horniny kryštalinika. V ich nadloží sa vyskytujú súvrstvia mladšieho paleozoika a spodného triasu. Tvoria relatívne nepriepustné podložie nadložných, dobre priepustných karbonátov triasu až jury. Na ich kontakte vystupuje podzemná voda vo forme vrstvových prameňov.

V južnej časti Čiernej hory sa karbonáty mezozoika tektonicky stýkajú s málo priepustnými fylitmi a bridlicami črmeľskej skupiny. Tie tvoria bariéru cirkulujúcim vodám v karbonátoch triasu a jury. Vyskytuje sa tu väčšie množstvo bariérových prameňov.

Severným smerom sa karbonáty triasu ponárajú pod paleogénnu výplň Šarišskej vrchoviny. Tam spolu s borovským súvrstvom vytvárajú jednotnú hydrogeologickú štruktúru, ktorá sa odvodňuje formou puklinových prameňov vnútri štruktúry alebo bariérovými prameňmi na styku s hutianskym súvrstvom a rozptýleným prestupom podzemnej vody do potoka Sopotnica.

Na východnom okraji Čiernej hory sa karbonáty mezozoika ponárajú pod neogénnu výplň Košickej kotliny. Tvoria ju sedimenty v pelitickom vývoji. V nich sa sporadicky vyskytujú priepustné polohy štrkov a pieskov s rozdielnym granulometrickým zložením.

4.1.5. Muránska planina

Muránska planina ako celok má pomerne jednoduché geologické a tým aj hydrogeologické pomery. Mohutná mezozoická kryha karbonátov silicika ležiaca v alochtónnej pozícii na kryštaliniku kráľovohoľského pásma, na jeho autochtónnej metamorfovanej obalovej struženickej sérii, je vlastne uzavretou hydrogeologickou štruktúrou.

Kryštalinikum pásma Kráľovej hole spolu s nepriepustnými nadložnými sedimentmi vytvárajú nepriepustné podložie zvodneného karbonatického komplexu Muránskej planiny. Spolu s kryštalinikom pásma Kohúta tvoria aj nepriepustné ohraničenie tohto komplexu.

Kryštalinikum (proterozoikum – paleozoikum) pásma Kráľovej hole (strednozrnné a hrubozrnné granity a migmatity a ruly), ako aj kryštalinikum pásma Kohúta (muránske žuloruly, svory, amfibolity, ruly, granity, migmatity, granodiority až kremenné diority) sú z hydrogeologického hľadiska málo priepustné až nepriepustné.

Obalovú struženickú sériu tvoria sedimenty s malou hrúbkou a rozdielnym hydrogeologickým charakterom. Veľmi dobre zvodnené sú bunkovité karbonáty – rauvaky, menej zvodnené sú spodnotriasové kremence a takmer nepriepustné sú spodnotriasové pestré bridlice. Dobre zvodnené rauvaky nemajú väčší význam, lebo majú malú hrúbku a rozlohu. Takmer nepriepustné sú aj permské sericiticko-albitické bridlice, metamorfované kremité droby a metaarkózy s neobjasnenou tektonickou príslušnosťou.

Príkrovovú trosku Muránskej planiny možno z hydrogeologického hľadiska rozdeliť na spodnú, nepriepustnú, a na vrchnú, priepustnú – zvodnenú časť (Kullman a Gazda, 1980).

Spodnú časť spolu s karbónom nejasej tektonickej príslušnosti reprezentujú bázické a kyslé vulkanity – slabo metamorfované tmavé sľudnaté bridlice, grafitické bridlice, kvarcity (karbón), spodnotriasové súvrstvie pieskovcov a pestrých ílovcov (seis – spodný kampil) a vápence, vápnité ílovce a pieskovce (kampil).

Vrchnú, zvodnenú časť budujú dobre až veľmi dobre zvodnené súvrstvia vápencov a dolomitov. Komplex karbonátov (anis – lias) s hrúbkou 500 – 1 500 m nevykazuje významnejšie hydrogeologické rozdielnosti.

Významnú úlohu zohráva morfológia nepriepustného podložia karbonatického komplexu. Podľa doterajších geologických poznatkov nepriepustné podložie v celom území planiny, s výnimkou oblasti priekopovej prepadliny, je mierne zvlnené, s generálnym sklonom na JV, t. j. k muránskemu zlomu. Tento generálny sklon spôsobuje, že podstatná časť krasových vôd infiltrovaných v oblasti planiny sa odvádza na JV, kde vy-

stupuje v podobe krasových prameňov. V skutočnosti však nezanedbateľná časť krasových vôd sa odvodňuje aj do Hrona. Vystupuje v niekoľkých krasových prameňoch. Predpokladá sa, že daný jav súvisí s eleváciou nepriepustného podložja, vytvárajúcou rozvodnicu podzemnej vody medzi povodiami Muráňa a Hrona (Kullman, 1980).

Okrem muránskej tektonickej línie, ktorá oddeľuje karbonáty muránskeho príkrovu od kryštalinika pásma Kohúta, čím vytvára významnú bariéru krasovým vodám planiny, je veľmi dôležitá aj tektonická línia prebiehajúca vnútri mezozoického komplexu rovnobežne s muránskou líniou. Predpokladá sa, že táto línia prebieha od Hrdzavej doliny cez dolinu Dolinského potoka, Veľkú lúku, dolinu Trsteníka až do údolia Hrona v oblasti Červenej skaly. Medzi týmito tektonickými líniami je vytvorená 1,5 až 2 km široká a 15 km dlhá priekopová prepadlina. V porovnaní s ostatnou časťou planiny je mezozoikum medzi nimi výrazne poklesnuté (výška skoku asi 500 m) a jeho predpokladaná hrúbka je až 1 500 m. Výsledkom je vytvorenie významnej nádrže krasových vôd. Do nej sa sústreďujú krasové vody z podstatnej časti planiny (Kullman, 1980).

4.1.6. Slovenský raj a Havranie vrchy

Podstatnú rozlohu Slovenského raja tvoria sedimenty mezozoika. Hlavné kolektory podzemnej vody sú krasovatené karbonáty stredného a vrchného triasu mezozoika s celkovou rozlohou asi 162 km². Patria k stratenskému príkrovu a obalovej sekvencii föderata, resp. k struženickej jednotke. Komplex hornín spodného triasu, mladšieho paleozoika a staršieho paleozoika, vystupujúci prevažne v podloží na obvode a v útržkoch aj vnútri karbonátového komplexu, plní väčšinou funkciu izolátora. Pripovrchová zóna rozvolnenia a zvetrávania predmezozoických komplexov spolu s kvartérnym pokryvom, najmä pri západnom kontakte s kráľovohorským kryštalinikom a sekvenciou Veľkého boku, zohráva významnú úlohu pri distribúcii a prestupe vody z morfológicky vyššie položených a zrážkovo priaznivých území do krasových systémov. Povrchová a podzemná voda týchto starších komplexov sa podieľa najmä na dopĺňaní zdrojov podzemnej vody mezozoika v hornej časti povodia Hnilca.

Podstatná časť územia, najmä však jeho severná a stredná časť, má však málo priaznivé infiltračné podmienky – nízke zrážkové úhrny, nedostatok alebo chýbanie alochtónnych tokov a vysoký stupeň kolmatácie krasových kanálov a tektonických porúch. Tým je obmedzená cirkulácia podzemnej vody, ako aj prestup pod sedimenty paleogénu Hornádskej kotliny. Priaznivejšie podmienky na prestup pod kotlinu sú iba v oblasti vernárskeho pruhu, najmä v zóne vyznievania muránskej tektonickej línie, ktorá v území reprezentuje významný regionálny systém prúdenia podzemnej vody (Šalagová et al., 1998).

Podložné, hydrogeologicky nepriepustné horniny paleozoika a spodného triasu členia karbonatický komplex na 5 hydrogeologických štruktúr (Kullman, 1985):

- štruktúra vernárskeho pruhu (vernársky príkrov),
- štruktúra betlanovského dolomitového pruhu (chočský príkrov),
- štruktúra Glacu (stratenský príkrov),
- štruktúra Geráv (stratenský príkrov),
- štruktúra Skaly a Pelcu (stratenský príkrov).

Hydrogeologicky viac-menej samostatné štruktúry predstavujú trosky karbonátov jv. od Spišskej Novej Vsi v doline Teplického Brusníka (stratenský príkrov). Orograficky už spadajú do Havraních vrchov.

4.1.7. Galmus

V horskej skupine Galmusu vápencovo-dolomitické komplexy triasu s rozlohou asi 46,6 km² majú najpriaznivejšie podmienky na cirkuláciu a akumuláciu podzemnej vody. Vytvárajú vodohospodársky významný kolektor s krasovo-puklinovou priepustnosťou. Podložné súvrstvia paleozoika a spodného triasu sú nízko priepustné až nepriepustné a pôsobia ako izolátor vo vzťahu k nadložným karbonátom triasu. Pôsobia ako významný usmerňovateľ cirkulácie krasovo-puklinových vôd. Na severnom okraji karbonátového komplexu sú zastúpené aj karbonatické zlepenice paleogénu, pričom s karbonátmi triasu tvoria spojený hydraulický celok. Najpriepustnejšie sedimenty bazálneho paleogénu spolu s hutianskym súvrstvom pôsobia ako izolátor a usmerňujú cirkuláciu podzemnej vody v triasových karbonátoch.

Podľa Kullmana (1980) a Scherera et al. (1999) možno v Galmuse vyčleniť tieto hydrogeologické štruktúry tvorené vápencovo-dolomitickými komplexmi triasu a čiastočne sedimentmi bazálneho paleogénu:

- hydrogeologickú štruktúru Galmusu (stratenský príkrov),
- štruktúru Poráčskej doliny (stratenský príkrov),
- rudniansku štruktúru (stratenský príkrov).

4.1.8. Volovské a Stolické vrchy a Revúcka vrchovina

Na území zobrazenom na liste Košice sa celou svojou rozlohou nachádzajú Volovské vrchy a iba východná časť Stolických vrchov a Revúckej vrchoviny. Na ich geologickej stavbe sa podieľajú rôzne litostratigrafické komplexy. Na základe geologicko-tektonickej stavby a odlišných hydraulických vlastností hornín môžeme vyčleniť niekoľko oblastí.

Oblasť kohútskeho kryštalinika zo severozápadu ohraničuje muránsky zlom a z juhovýchodu lubenícko-margeciánska porucha. Vystupujú tu rozličné typy kryštalických bridlic, migmatity a granitoidy. V kryštalických bridliciach sa pukliny a trhliny s hĺbkou spínajú, a preto v ich prípade prevláda plytká cirkulácia vôd. Viazá sa najmä na zónu povrchového rozvoľnenia a zvetrávania hornín. Horniny charakterizuje nízka prietočnosť. Strednou prietočnosťou možno charakterizovať granitoidy, v ktorých sú pukliny otvorené. Najväčší význam majú tektonické poruchy, ktoré siahajú do značnej hĺbky a bývajú viac zvodnené. Také je poruchové pásmo, ktoré sa tiahne od Muránskej Zdychavy cez vrch Kyprov smerom k zárezu Dobšinského potoka.

Druhú oblasť buduje spodotriasové súvrstvie, prevažne bridličnaté. Nachádza sa západne od údolia Muráňa a juhovýchodne od oblasti kohútskeho kryštalinika. Celý komplex je hydrogeologicky nepriepustný. Miestami v údolí Blhu a Turca sú na ňom uložené malé kryhy triasových karbonátov, ktorým tvoria nepriepustné podložie. Súčasne ovplyvňujú cirkuláciu ich podzemnej vody a podmieňujú jej výstup na povrch.

Ďalšia oblasť je podhorie tvorené Blžskou a Pokoradzskou (neovulkanickou) tabuľou. Neovulkanické pyroklastiká budujú dva väčšie územné celky na severe Rimavskej kotliny, a to medzi údolím Rimavy, Blhu a Ratkovského Turca. Spodnú časť neovulkanitov v tufitickom vývoji charakterizuje medzizrnovo-puklinová priepustnosť. Vo vrchných častiach prevláda puklinová priepustnosť. Významnú komunikačnú funkciu majú tektonicky porušené pásma dosahujúce nepriepustné podložie oligocénu.

Hydrogeologicky viac-menej samostatnú štruktúru tvorí ostrov slabo metamorfovaného mezozoika skupiny föderata medzi Ondrejiskom a Dobšinou. Vyvierá z neho skupina výdatnejších prameňov. Vápence a dolomity tohto ostrova majú krasovo-puklinovú priepustnosť. Nepriepustné podložie vytvárajú karbónske bridlice, resp. kryštalické bridlice.

Najrozsiahlejšiu oblasť tvorí paleozoikum Volovských vrchov. Buduje centrálnu časť zmapovaného územia a zaberá približne jeho tretinu. V okrajových častiach sa ponára pod mladšie sedimenty, ktoré niekde (najmä mezozoikum) tvoria aj samostatné ostrovy vo forme kryh na paleozoiku.

Oblasť paleozoika predstavuje hydrogeologický celok, ktorý sa vertikálne a horizontálne člení v závislosti od litologických typov hornín, geologicko-tektonickej stavby, morfológie a ďalších činiteľov. Sedimenty paleozoika majú veľmi pestrú litologicko-tektonickú stavbu. Hydrogeologický charakter hornín staršieho paleozoika je daný mohutnými vývojmí sedimentárnych a vulkanogénnych hornín a tektonickým porušením. V prípade hornín mladšieho paleozoika má dôležitý hydrogeologický význam aj striedanie bridličnatých a úlomkovitých hornín. Flyšoidný vývoj sedimentov a vulkanogénnych členov gelnickej a rakoveckej skupiny, teda pestré striedanie hornín vo všetkých vyčlenených častiach, ako aj ich výrazná epimetamorfóza dovoľujú tento komplex hodnotiť ako komplex s nízkou, prevažne puklinovou priepustnosťou. Vo vhodných petrografických typoch (karbonáty, kvarcity, pieskovce a pod.) sa lokálne môže výrazne meniť jednak typ priepustnosti, jednak aj jej intenzita. Tieto lokálne hydrogeologicky priaznivejšie polohy majú z hľadiska malej rozlohy len nepatrný význam pre zvodnenie celku. Môžu však hrať významnú úlohu pri hodnotení čiastkových území (ložiská nerastných surovín).

Z hľadiska pestrej skladby a epimetamorfózy je možné obdobne hodnotiť aj komplex hornín mladšieho paleozoika. Na rozdiel od hornín staršieho paleozoika tu však vystupujú mohutnejšie polohy klastických sedimentov (pieskovce a zlepenca). V nich sa okrem puklinovej priepustnosti uplatňuje aj medzizrnová priepustnosť. Tento komplex v porovnaní so starším paleozoikom možno charakterizovať ako komplex s vyššou priepustnosťou a pestrejším členením priepustnosti lokálnych polôh (puklinová, medzizrnová, krasová). Je to najmä v dôsledku mohutnejšieho vývoja karbonátových telies. Zvodnenie hornín mladšieho paleozoika je

často značne vyššie, a to aj preto, lebo vystupujú v okrajových častiach, kde sa ponárajú pod zvodnené komplexy mezozoika, resp. neogénu.

Na priepustnosť hornín paleozoika majú vplyv aj procesy zvetrávania, morfológický vývoj reliéfu a intenzita tektonického porušenia územia. Procesy zvetrávania spôsobujú, že primárna sieť puklín sa smerom k povrchu rozširuje. Výsledkom toho je vyššia priepustnosť hornín v zóne zvetrávania. Priepustnosť smerom do hĺbky teda klesá. Tomuto procesu napomáha morfológicky členitý reliéf, ktorý spôsobuje, že na svahoch so strmým sklonom vznikajú aj trhliny vplyvom gravitačných síl. Tie spôsobujú, že pri litologicky pestrom zložení vrstiev vznikajú po vrstevniciach pri povrchu súvislé zóny s vyššou priepustnosťou, tzv. zóny odľahčenia svahov. Intenzita tektonického porušenia má vplyv na lokálne aj na regionálne zmeny priepustnosti. Zlomy a tektonické línie predstavujú hlavnú sieť komunikácií podzemnej vody do väčšej hĺbky.

Podľa geologickej stavby a činiteľov, ktoré ovplyvňujú priepustnosť masívu hornín paleozoika, na rozlíšenie hydrogeologickej zonálnosti vyčlenil Repka (1969, 1974) v oblasti paleozoika puklinové vody a banské vody. V prípade puklinových vôd boli vyčlenené ešte tieto podtypy: puklinovo-medzizrnové, puklinovo-vrstvové, puklinovo-žilné a puklinovo-krasové vody.

4.1.9. Slovenský kras

Slovenský kras vytvára morfológicky výraznú krasovú planinu s dokonale vyvinutým krasovým fenoménom. Riečne doliny ho rozčleňujú na celý rad morfológicky významných planín, ktoré sú oddelené kaňovitými prielomovými dolinami Slanej, Štítnika, Čremošnej, Blatnického potoka a Hájskeho potoka.

Pre obeh a akumuláciu podzemnej vody je najvýznamnejší hydrogeologický celok mezozoika troch tektonických jednotiek. Najväčší rozsah má tektonická jednotka silicika a menší rozsah majú tektonická jednotka meliatika a turnaika. Najvýznamnejší kolektor podzemnej vody sú triasové vápence a dolomity s puklinovou, najmä však krasovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou.

Hydrogeologicky významnou črtou Slovenského krasu je systém paralelne prebiehajúcich, rôzne širokých antiklinál a synklinál smeru V – Z. Na základe obmedzenia jednotlivých štruktúr mohutnými pozdĺžnymi tektonickými líniami je Slovenský kras rozdelený na niekoľko čiastkových tektonických jednotiek (Bystrický, 1964).

Zo severu na juh sú to hačavsko-jasovská, silicko-turnianska, plešivsko-brezovská a kečovská jednotka. Rozčlenenie vrásových štruktúr silicika na čiastkové tektonické jednotky, ktoré predstavujú hydrogeologické štruktúry, a ich následné segmentovanie zlomovými líniami vytvorilo podmienky na vyčlenenie niekoľkých čiastkových hydrogeologických štruktúr v Slovenskom krase. Tie boli definované v rámci hydrogeologického prieskumu (Šuba et al., 1973).

Hačavsko-jasovskú tektonickú jednotku tvoria sedimenty mezozoika, ktoré je ohraničené na severe horninami paleozoika Volovských vrchov a na juhu prešmykovou líniou prebiehajúcou údolím Čremošná – Baxova dolina, Várut a údolím Miglinca.

Vápence stredného triasu s krasovo-puklinovou priepustnosťou často ležia na slabo priepustných až nepriepustných horninách paleozoika gemerika. V tejto jednotke sú vyčlenené štyri čiastkové hydrogeologické štruktúry:

- hačavsko-jasovská,
- Jesenného vrchu,
- Lúčky,
- Drienovca.

Silicko-turnianska tektonická jednotka zaberá hlavnú časť Plešivskej planiny, planinu Horný vrch a z juhu priliehajúcu Turniansku kotlinu. Buduje ju komplex vápencov a dolomitov triasu, ktoré sú synklinálne uložené na nepriepustných horninách spodného triasu. Synklinála je transverzálne zvlnená. Vrásová tektonika spolu s priečnou zlomovou tektonikou ju rozčleňujú na 6 čiastkových hydrogeologických štruktúr:

- Vysokej,
- Horného vrchu,
- Veľkej skaly,
- Plešivskej planiny,
- Pipíša,

– Slovenskej skaly a Veterníka.

Plešivsko-brezovská tektonická jednotka zaberá južný okraj Plešivskej planiny a sedimenty triasu medzi Plešivcom na západe a Ardoškou na východe. Jej východným pokračovaním na zmapovanom území sú svahy Dolného vrchu. Má silnú redukciu slienito-vápencového súvrstvia spodného triasu a veľmi zložitú tektoniku bazálnych členov stredného triasu. Sú v nej vyčlenené štyri čiastkové hydrogeologické štruktúry:

- štruktúra Koniara,
- ardovská štruktúra,
- štruktúra Bukového vrchu,
- štruktúra Dolného vrchu.

Kečovská tektonická jednotka predstavujúca antiklinálu nie je rozčlenená, lebo jej podstatná časť je na území Maďarska. Na mapovanom území je iba jej západná časť. Podzemná voda tejto štruktúry sa odvodňuje prevažne smerom na juh.

4.1.10. Košická kotlina

Na zmapované územie zasahuje svojou západnou časťou a bodvianskym výbežkom. Má erozívno-tektonický pôvod. Je vyplnená neogénnymi sedimentmi, sporadicky sú zastúpené piesky a pieskovce, zriedkavo aj štrky a zlepenec. Vzhľadom na odlišné hydraulické vlastnosti ich hydrogeologický charakter je rozdielny. Pelitické horniny sú pre vodu prakticky nepriepustné. Sypké sedimenty, piesky a štrky majú medzizrnovú priepustnosť. Ich priepustnosť často znižuje nedostatočná možnosť napájania a ílovitá prímes. Pretože územie je silno tektonicky porušené a rozbité na kryhy, v neogénnych sedimentoch Košickej kotliny nie je vyvinutá rozsiahlejšia artézska panva. Malé lokálne artézske panvy môžu byť viazané najmä na sladkovodné súvrstvie sarmatu a pliocénu, prípadne staršie, ak vystupujú na povrch svojimi priepustnými súvrstviami a tým umožňujú infiltráciu vody z povrchu. Takéto podmienky možno predpokladať na východnom a západnom okraji Košickej kotliny.

Niekoľko artézskych horizontov v Košickej kotline sa zistilo v spodnom sarmate hlbokými vrtmi v oblasti obcí Čaña, Šebastovce, Nižná Hutka a Nižná Myšľa (Rudinec, 1967). Infiltračnou oblasťou sú asi Slanské vrchy na východe. Nie je však vylúčená ani možnosť dopĺňania zo západu zo svahov Volovských vrchov.

Menšie množstvo podzemnej vody sa viaže na štrky a piesky pliocénneho súvrstvia (tzv. košickej štrkovej formácie). Vzhľadom na ich výskyt v komplexe ílov sú ich možnosti dopĺňania veľmi obmedzené.

4.1.11. Rimavská a Rožňavská kotlina

Na toto zmapované územie zasahuje iba severná časť Rimavskej kotliny, a to v jeho juhozápadnej časti, a celá Rožňavská kotlina. Podstatnú časť Rimavskej kotliny vyplňajú neogénne slieňe, piesčité slieňe a slieňité pieskovce. Ich hrúbka stúpa zo severu na juh kotliny. Litologicky je toto súvrstvie monotónne a ako celok pre vodu nepriepustné. Vložky s medzizrnovou priepustnosťou sú iba lokálne. Tvoria uzavreté polohy v pelitických sedimentoch. V miestach, kde toto súvrstvie je uložené transgresívne na starších zvodnených komplexoch, akými sú triasové karbonáty západne od údolia Muráňa, pôsobia ako nepriepustná bariéra pre vody vyvierajúce z karbonátov.

Druhé najrozšírenejšie súvrstvie sú pliocénne sedimenty. Vyplňajú údolie Slanej a jej prítokov, Rožňavskú kotlinu a pahorkatinu na ľavej strane Slanej od Dlhej Vsi na juh a oblasť okolo obce Meliata. V údoliach prevládajú íly a ílovité zeminy, v ktorých sú ojedinelé obliaky. Prevaha ílovitej zložky podmieňuje malú priepustnosť týchto sedimentov. Nemajú vlastný obeh podzemnej vody a tvoria nepriepustné podložie náplavov riek a nepriepustnú bariéru podzemným vodám vyvierajúcim zo starších útvarov.

Sedimenty pokrývajúce pahorkatiny a Rožňavskú kotlinu majú väčší obsah obliakov. Íly sú miestami piesčitejšie, a preto z nich vyvierajú málo výdatné pramene. Komplex pliocénnych sedimentov možno charakterizovať ako slabo priepustný až nepriepustný.

Na toto územie zasahuje aj časť **Horehronského podolia**, a to Heľpianskym úvalom. Vyplňajú ho pliocénne štrky, piesky a pieskovce. Keďže je to iba veľmi malá časť celej štruktúry a podstatná časť je v susednom regióne, tieto sedimenty sú hydrogeologicky zhodnotené na mapovom liste Banská Bystrica.

4.1.12. Kvartérne sedimenty

Kvartérne sedimenty pokrývajú značnú časť starších útvarov. Po karbonátoch mezozoika sú najvýznamnejším kolektorom podzemnej vody. Ich litologický charakter je rôznorodý. Z jednotlivých genetických typov sú pre akumuláciu podzemnej vody najvýznamnejšie fluviálne sedimenty povrchových tokov. Menej významné sú sedimenty náplavových kužeľov v jz. časti Košickej kotliny. Ostatné kvartérne sedimenty, ako sú deluviálne sedimenty a eolické sedimenty – spraše a sprašové hliny, sú pre svoj hlinitý charakter z hľadiska výskytu podzemnej vody bezvýznamné. Pre svoje malé priestorové rozšírenie sú z hľadiska zvodnenia bezvýznamné aj travertíny. Väčšie rozšírenie majú iba v oblasti Spišského Podhradia, pričom sú čiastočne skrasovatené. Majú puklinovú, resp. puklinovo-krasovú priepustnosť, ktorá podmieňuje infiltráciu zrážok a vznik prameňov s malou výdatnosťou.

Vzhľadom na rozšírenie, rôznorodosť hydraulických vlastností a odlišný hydrogeologický charakter vymedzujeme v území fluviálne sedimenty Hornádu, Torysy, Slanej a jej prítokov, Bodvy a sčasti aj Hrona.

Fluviálne sedimenty v údolí **Hornádu** vytvárajú všeobecne dobré prostredie na akumuláciu a pohyb podzemnej vody. Vytvoril sa v nich plytký tok podzemnej vody, ktorý, ako poukazujú výsledky prieskumných prác (Frankovič, 1964; Jetel, 1990, 1996), je v hydraulickej spojitosti s hladinou vody v rieke. Štrkopiesčité náplavy v údolnej nive Hornádu sú vyvinuté veľmi nepravidelne. Tam, kde si Hornád modeloval svoje údolie v mäkkých horninách (paleogén, neogén), má vyvinutú širokú riečnu nivu. V tvrdších horninách (predterciérnych) je riečna niva užšia a miestami úplne chýba. Na základe nerovnomerného rozmiestnenia vrtoz poskytujúcich hydrogeologické informácie boli fluviálne sedimenty riečnej nivy Hornádu rozčlenené na niekoľko úsekov.

Do povodia Hornádu prináležia aj niektoré prítoky, najmä Levočský potok a Hnilec, ktorých sedimenty sú však menej priepustné ako sedimenty Hornádu.

V nive **Torysy** z hydrogeologického hľadiska je možné od Prešova po Košické Olšany v smere toku vyčleniť 7 úsekov. Zvodnenú vrstvu tvoria piesčité štrky, ktoré dosahujú hrúbku od 1,3 do 13,0 m. Hladina Torysy je s hladinou podzemnej vody v úzkej hydraulickej spojitosti. Hlavným zdrojom dotácie zvodnenej vrstvy je rieka Torysa.

Kvartérne sedimenty povodia **Bodvy** ležia na pliocénnych sedimentoch a sčasti aj na mezozoických horninách. Ich hrúbka je značne variabilná. Kolektorom podzemnej vody sú štrky a piesčité štrky – fluviálne a proluviálne. Pre akumuláciu podzemnej vody sú najvýznamnejšie štrkové sedimenty v dolnom úseku Bodvy, najmä však v južnej časti Bodvianskej roviny (Mičák, 1975). Menej priepustné a zvodnené sú zahlinené štrkové sedimenty náplavových kužeľov v severnej časti tzv. Bodvianskej roviny (jz. časť Košickej kotliny). Podzemná voda štrkových sedimentov sa dopĺňa infiltráciou z povrchových tokov – prestupmi zo susedných karbonátových komplexov mezozoika a zo zrážok.

Z pravostranných prítokov Bodvy treba ešte spomenúť náplavy Turne. Hrúbka štrkopiesčitých sedimentov v nich je od 0,5 do 12,0 m. Ich priepustnosť je však slabá.

Formovanie riečnych údolí v povodí **Slanej** ovplyvnili najmä geologicko-tektonické pomery. Údolia od pramennej oblasti v pozdĺžnom smere narezávajú rozličné geologické útvary. Na horných a stredných tokoch sú to kryštálické bridlice, granitoidy, paleozoické a mezozoické horniny. Dolné toky sú vymodelované v terciérnych sedimentoch. Odrazilo sa to aj na obeh podzemnej vody v jednotlivých častiach údolí. V horných častiach sú riečne náplavy okrem zrážok dotované čiastočne prítokmi z podložných hornín, resp. svahových sedimentov. Vodné toky tu väčšinou drénujú vodu z náplavov. V stredných úsekoch sa na dotácii podieľajú aj vodné toky. Miestami je drénovaná aj voda z karbonátov mezozoika (Blh, Muráň, Štítник a Slaná). V Rimavskej kotline okrem zrážok sú náplavy dotované infiltráciou z vodných tokov a prítokom z riečnych terás. Hladina podzemnej vody v nich kolíše najmä v závislosti od hladiny vody v povrchových tokoch.

Orvan (1969) rozdeľuje údolie Slanej na úsek od Vyšnej Slanej po Brzotín, vymodelovaný v horninách paleozoika a v Rožňavskej kotline, na úsek od Brzotína po Bohúňovo, nachádzajúci sa na území Slovenského krasu, a na úsek od Bohúňova po štátnu hranicu, nachádzajúci sa na území Rimavskej kotliny.

V údolí Štítnika je vymedzený úsek od pramennej oblasti po Štítnik, ktorý je vytvorený v horninách paleozoika, a na úsek od Štítnika po zaústenie do Slanej, t. j. v území Slovenského krasu.

Údolie Muráňa je rozdelené na úsek od Muráňa po ústie potoka Zdychava pri Revúcej a od Revúcej po Licince.

Samostatné územie tvoria fluviálne sedimenty Rimavy aj s terasami (na zmapovanom území je iba malá časť), riečne náplavy Blhu a riečne náplavy Turca.

Na toto územie zasahuje aj horná časť údolia **Hrona** od Pohorelej. Riečne náplavy tu tvoria štrky s rôznym stupňom zahĺnenia, prikruté ílmi a hlinami. Sú slabo priepustné a nízko zvodnené.

4.2. Hydraulické vlastnosti hornín

Podľa smerníc na zostavovanie základných hydrogeologických máp 1 : 200 000 (1974) sa na hydrogeologickej mape znázorňuje rozsah a charakter prvého zvodneného kolektora na základe hydraulických vlastností. Hydraulické vlastnosti sa zhodnotili na základe spracovania archívnych podkladov. V horninových celkoch, kde nebol dostatok informácií z hydrogeologických vrtov, na charakterizovanie jednotlivých litofácií sa použili údaje o početnosti a výdatnosti prameňov, najmä však poznatky o mernom odtoku podzemnej vody. Tam, kde boli údaje z vrtov, sa vychádzalo zo základnej hydraulickej vlastnosti – priepustnosti hornín vyjadrenej koeficientom filtrácie k ($m \cdot s^{-1}$) a koeficientom prietočnosti T ($m^2 \cdot s^{-1}$). S ohľadom na charakter použitých podkladov sa na hodnotenie použili najmä hodnoty porovnávacích logaritmických parametrov – index priepustnosti Z a index prietočnosti Y , ktoré možno odvodiť z údajov o mernej výdatnosti určených hydrodynamickými skúškami vrtov. Index priepustnosti Z je daný vzťahom (Jetel, 1964, 1968): $Z = \log(10^6 q / M)$.

Tam, kde je problematické určenie hrúbky zvodneného kolektora, používa sa index priepustnosti otvoreného úseku, kde

q = merná výdatnosť ($l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$),

M = hrúbka zvodneného kolektora (m),

L = dĺžka otvoreného úseku vo vrte pod hladinou podzemnej vody (m).

Index prietočnosti Y (Jetel a Krásny, 1968) predstavuje logaritmickú transformáciu hodnoty mernej výdatnosti q podľa vzťahu: $Y = \log(10^6 q)$.

Na hodnotenie stupňa prietočnosti sa použila 6-triedna klasifikácia podľa Krásneho (1968). Keďže na základných hydrogeologických mapách 1 : 200 000 sa v zmysle smerníc mapy použila 4-stupňová klasifikácia prietočnosti hornín a v textových vysvetlivkách je použitá už bežne používaná 6-triedna klasifikácia v zmysle Krásneho (1986), uvedieme porovnávaciu tabuľku oboch týchto klasifikácií (tab. 4):

Tab. 4. Porovnávací tabuľka klasifikácie prietočnosti.

Klasifikácia na mapách 1 : 200 000	Klasifikácia podľa Krásneho (1986)	Koeficient prietočnosti T $m^2 \cdot s^{-1}$	Index prietočnosti Y	Merná výdatnosť $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$
veľmi vysoká prietočnosť	I. veľmi vysoká	$6 \cdot 10^{-3}$ (10^{-2})	6,7 (7,0)	5,0 (10)
vysoká prietočnosť	II. vysoká	$1 \cdot 10^{-3}$	6,0	1,0
stredná prietočnosť	III. stredná	$1 \cdot 10^{-4}$	5,0	0,1
nízka prietočnosť	IV. nízka	$1 \cdot 10^{-5}$	4,0	0,01
	V. veľmi nízka	$1 \cdot 10^{-6}$	3,0	0,000 1
	VI. nepatrná			

Poznámka: v zátvorke sú uvedené hranice používané v smerniciach pre mapy 1 : 200 000.

4.2.1. Nízke Tatry

Ako sme uviedli už v predchádzajúcich kapitolách, na stavbe Nízkych Tatier sa podieľajú tri litostratigrafické komplexy, ktoré sa geologicky a hydrogeologicky výrazne líšia.

Komplex **kryštalínika** buduje oblasť Kráľovej hole, a to severné svahy Nízkych Tatier a južné svahy až po Šumiac a Pohorelú. Podstatnú časť tohto územia tvoria svory, ruly a sporadicky amfibolity (kraklovská podzóna). Menšiu časť budujú granitoidy, ktoré sa viažu už na kraklovskú subzónu. Tieto horniny charakterizuje puklinová priepustnosť. Pri ich zvodnení nie je natoľko dôležitá hustota puklín, ako ich roztvorenie. Vzhľadom na rozdiely medzi fyzikálnymi vlastnosťami granitoidných hornín a kryštalických bridlíc sú medzi oboma skupinami hornín rozdielnosti v charaktere rozpukania a tým aj ich zvodnenia.

Dobrá rozpukanosť a porušenosť granitov až granodioritov v spojitosti so zlomovou tektonikou podmienili ich väčšie zvodnenie, než majú kryštalické bridlice. Na základe výsledkov z dvoch hydrogeologických vrtov je ich index prietočnosti $Y = 4,46 - 4,84$ a odhadnutá hodnota koeficientu prietočnosti $T = 2,88 \cdot 10^{-4}$

až $1,23 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Zodpovedá to nízkej až strednej triede prietochnosti (IV. – III. trieda) (Dovina in Hanzel et al., 1990).

Horninový celok svorových hornín, rúl a amfibolitov je v porovnaní s granitoidmi relatívne menej zvodnený. Porovnateľné sú iba oblasti, kde väčší význam má zlomová tektonika. Realizované vrty dokumentovali, že index prietochnosti $Y = 4,0$ a koeficient prietochnosti $T = 5,53 \cdot 10^{-5} - 1,19 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Zodpovedá to nízkej až veľmi nízkej prietochnosti (IV. – V. trieda).

Ďalší celok predstavuje **karbónsko-permské súvrstvie** bridlíc a pieskovcov s polohami vulkanitov – ipoltická skupina („melafýrová séria“) – v tektonickom nadloží sekvencie Veľkého boku. Nachádza sa v údolí Čierneho Váhu a buduje aj Kozie chrbty. Tvrdé lavice pieskovcov, na rozdiel od bridlíc, sa pri tektonických pohyboch popukali. Obsahujú preto množstvo puklín a otvorených trhlín. Toto porušenie umožňuje ich priepustnosť do hĺbky asi 30,0 m. Obdobne vulkanity ako súčasť chočského príkrovu boli pri presúvaní intenzívne rozpukané a podrvené. O ich priepustnosti svedčia vodné tlakové skúšky, ktoré sa robili pri prieskume priehradných miest. Napríklad vrty jz. od Spišského Bystrého už pri tlaku 0,2 MPa dokumentovali veľké straty vody. Vo vrtoch východne od Liptovskej Tepličky sa straty vody pri tlaku 0,1 MPa pohybovali od 0,2 do 12,6 $\text{l} \cdot \text{min}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, a to v prostredí, kde sa striedali bridlice, pieskovce a vulkanity. Skúšky dokumentovali, že s hĺbkou obvykle priepustnosť klesá. Význam tektoniky pri obehú podzemnej vody vo vulkanitoch a pieskovcoch dokumentujú aj výsledky vrtných prác ložiskového prieskumu, napr. v doline Benkovského potoka. Z vrtu (č. 1) tam už niekoľko rokov voľne vyteká 2,0 – 2,2 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ artézskych puklinových vôd. Vrt NTH-2 pri Kvetnici dokumentoval z vulkanitov výdatnosť 0,17 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri znížení 42,0 m. Podľa výsledkov z čerpacej skúšky sa v permských vulkanitoch vypočítal priemerný koeficient prietochnosti $T = 1,57 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Zodpovedá to V. triede – veľmi nízkej prietochnosti. Ipoltická skupina ako celok je však nízko zvodnená, prevažne nepriepustná. Je to dôsledok častého striedania popukávaných pieskovcov a vulkanitov, ktoré obsahujú puklinové vody s lokálne obmedzenou cirkuláciou, s hydrogeologicky nepriepustnými bridlicami. Ipoltická skupina vďaka svojej nepriepustnosti plní dôležitú funkciu hydrogeologického izolátora pre podzemnú vodu sekvencie Veľkého boku.

Sekvencia Veľkého boku tvorí samostatnú hydrogeologickú štruktúru. Zo severu ju ohraničuje ipoltická skupina a z juhu nízko až stredne zvodnený komplex kryštalinika. Prakticky po celom obvode je uzavretá nepriepustnými, resp. slabo priepustnými horninami. To vylučuje prestup podzemnej vody do susedných hydrogeologických celkov. Sekvenciu Veľkého boku tvoria litologicky aj stratigraficky odlišné horniny. Na báze, priamo na kryštaliniku sú spodnotriasové kremence, ktoré sú značne rozpukané. Verfenské bridlice tvoria nepriepustné podložie nadložných karbonátov. Na základe poznatkov zo západnej časti Nízkych Tatier možno kremence analogicky charakterizovať väčšinou nízkou prietochnosťou (IV. trieda prietochnosti) $T = 1 \cdot 10^{-5}$ až $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Hydrogeologicky najvýznamnejšie, ale aj najrozšírenejšie horniny štruktúry sú triasové dolomity až vápňité dolomity. Pre častý nedostatok nepriepustných lunzských vrstiev stredno- a vrchnotriasové dolomity vytvárajú jeden zvodnený komplex. Dolomitový komplex je jednak silno tektonicky porušený, jednak skrasovatený. Skrasovatenie prevláda v údolných častiach. Smerom k rozvodnicovým chrbtom sa znižuje a prevahu nadobúda puklinovitosť. V hodnotenej štruktúre nejde o prostredie čisto s krasovou priepustnosťou, ale o kombináciu krasovej a puklinovej priepustnosti. Skrasovatenie aj puklinovitosť sú však nerovnomerné, ale relatívne vysoké. To umožňuje infiltrovať značné množstvo zrážok do karbonátového komplexu, ktorý je preto v podstatnej časti roka bez povrchového odtoku. Veľmi vysoké zvodnenie dolomitového komplexu sekvencie Veľkého boku dokumentujú výsledky hydrodynamických skúšok z 22 hydrogeologických vrtov v oblasti Liptovskej Tepličky (tab. 5) (Hanzel et al., 1990).

Tab. 5. Hydraulické parametre karbonátového komplexu sekvencie Veľkého boku.

Počet vrtov	Merná výdatnosť $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$			Koeficient prietochnosti T $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$			Index prietochnosti Y		
	min.	max.	priem.	min.	max.	priem.	min.	max.	priem.
22	0,16	8,59	3,23	$4 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$5,11 \cdot 10^{-3}$	5,20	6,93	6,26

Na základe hydraulických parametrov možno karbonátový komplex stredného a vrchného triasu zaradiť do I. a II. triedy prietochnosti, t. j. s veľmi vysokou a vysokou prietochnosťou. Zóny s nižšou priepustnosťou

a menej rozvinutým krasom výnimočne zaraďujeme do III. triedy prietochnosti (stredná prietochnosť). Vysoké zvodnenie karbonátov dokumentuje priemerný merný odtok podzemnej vody, ktorý sa v rokoch 1972 až 1973 pohyboval okolo $15,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Boli to roky z hľadiska zrážok normálne až podnormálne.

Menej zvodnené sú jurské vápence v nadloží triasových dolomitov, najmä bazálne brekciovité súvrstvie. Sú sčasti skrasovatené, prevažne však puklinové. Na základe analógie im priradujeme III. až II. triedu prietochnosti, t. j. strednú až vysokú prietochnosť. Ostatné horniny budujúce sekvenciu Veľkého boku, ako je súvrstvie lunzu, keuperu a neokómu, sú hydrogeologicky nepriepustné. Reprezentuje ich striedanie pieskovcov a bridlíc, resp. slienité vápence. Plnia funkciu usmerňovateľa a cirkulácie podzemnej vody. Neokóm v oblasti Liptovskej Tepličky ako hydrogeologický izolátor uzatvára dolomitový komplex medzi kryštalinikom a iplotickou skupinou.

4.2.2. Hornádska kotlina a Šarišská vrchovina

Pri hydrogeologickom hodnotení jednotlivých litostratigrafických členov paleogénu v Hornádskej kotline a Šarišskej vrchovine sme vychádzali zo spracovania hodnôt porovnávacích hydraulických parametrov. Z jednotlivých regiónov ich spracovali Zakovič (1975, 1980 a 1993) a Jetel (1990).

Hornádska kotlina

Bazálne súvrstvie (borovské súvrstvie). – Bazálne súvrstvie tvoria homogénne a nehomogénne zlepenca a brekcie. Informácie týkajúce sa hydraulických vlastností tohto súvrstvia poskytli hydrodynamické skúšky z hydrogeologických vrtov. Prietochnosť charakterizuje rozpätie hodnôt indexu prietochnosti $Y = 4,02$ až $6,51$ s mediánom $5,32$. Koeficient prietochnosti sa pohybuje v rozpätí $T = 1 \cdot 10^{-5} - 9 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s odhadom mediánu $3,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Jetel, 1990). Podľa klasifikácie prietochnosti (Krásny, 1986) bazálne súvrstvie predstavuje zvodnený kolektor so strednou až vysokou prietochnosťou s veľkou variabilitou (III. – II. trieda).

Priemernú priepustnosť bazálneho (borovského) súvrstvia vyjadruje rozpätie hodnôt indexu priepustnosti $Z = 2,04 - 5,40$ s mediánom $3,85$. Koeficient filtrácie $k = 1,2 \cdot 10^{-7} - 7 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $1,3 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Ílovcové súvrstvie (hutianske súvrstvie). – Hoci v paleogéne Hornádskej kotliny predstavuje litostratigrafický člen s najvyšším podielom pelitov, podľa Jetela (1990) nevykazuje v pripovrchovej zóne horšie hydraulické vlastnosti ako členy s podstatne vyšším zastúpením psamitov. Index prietochnosti pripovrchovej zóny ílovcového súvrstvia leží v intervale $Y = 4,03 - 6,34$ okolo mediánu $5,05$. Koeficient prietochnosti $T = 1,2 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $1,8 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Podľa prietochnosti možno pripovrchovú zónu ílovcového súvrstvia klasifikovať nízkou až strednou prietochnosťou (III. – IV. trieda) so zväčšenou variabilitou. Na hydrogeologickej mape je toto súvrstvie znázornené ako nízko prietochné.

Index prietochnosti je v medziach $Z = 2,48 - 5,34$ okolo mediánu $3,62$. Pri smerodajnej odchýlke $s_y = 0,663$ to zodpovedá odhadom koeficientu filtrácie $k = 3 \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $6,7 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Pripovrchová zóna ílovcového súvrstvia predstavuje pomerne slabo až mierne priepustný kolektor s veľkou variabilitou priepustnosti (Jetel, 1990).

Pieskovcovo-ílovcové súvrstvie (zuberecké súvrstvie). – Na charakterizovanie priepustnosti a prietochnosti je v Hornádskej kotline k dispozícii 62 skúšaných úsekov. Index prietochnosti vykazuje rozpätie $Y = 3,19 - 6,73$ s mediánom $5,09$. Koeficient prietochnosti $T = 1,3 \cdot 10^{-6} - 1,6 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $2,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Pripovrchová zóna zubereckého súvrstvia tak predstavuje kolektor s rovnakou úrovňou prietochnosti ako pripovrchová zóna ílovcového súvrstvia, no s väčšou variabilitou.

Takmer rovnaká úroveň priemernej priepustnosti ako v pripovrchovej zóne ílovcového súvrstvia sa zistila aj v pripovrchovej zóne zubereckého súvrstvia. Rozpätiu hodnôt $Y = 1,55 - 5,49$ s mediánom $3,73$ zodpovedá odhadom koeficientu filtrácie $k = 3 \cdot 10^{-8} - 9 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $9 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Pripovrchová zóna zubereckého súvrstvia je tak podľa priemernej priepustnosti klasifikovaná ako pomerne slabo až mierne priepustný kolektor s veľmi veľkou variabilitou priepustnosti.

Pieskovcové súvrstvie (bielopotocké súvrstvie). V Hornádskej kotline vystupuje na povrch v jej okrajovej časti. Index prietochnosti Y pripovrchovej zóny bielopotockého súvrstvia sa pohybuje v rozmedzí $3,9 - 6,4$ okolo mediánu $5,4$. Koeficient prietochnosti T je v intervale $1,52 \cdot 10^{-5} - 4,48 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, medián $4,48 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Podľa hodnôt prietochnosti bielopotocké súvrstvie môžeme klasifikovať ako kolektor so strednou prietochnosťou.

Priemernú priepustnosť bielopotockého súvrstvia charakterizujú hodnoty $Z = 2,63 - 4,8$ s mediánom 3,7. Z charakteristik rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti Z možno odvodiť odhady koeficientu filtrácie k , ktorý je $7,62 \cdot 10^{-7} - 4,49 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, medián $8,95 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Šarišská vrchovina

V Šarišskej vrchovine bazálne karbonátové a nekarbonátové súvrstvie (borovské súvrstvie) vystupuje na povrch na južnom okraji územia v úzkom pásme od obce Vít'az cez Hrabkov, Sedlice a Radačov do Drienovskej Novej Vsi. Spodnú časť tohto súvrstvia tvoria konglomeráty a brekcie dvoch typov, ktoré odrážajú stavbu podložia. Sú to homogénne vápencovo-dolomitické brekcie a konglomeráty zachované v pásme Ovčieho cez Hrabkov, Sedlice až do Drienovskej Novej Vsi a heterogénne konglomeráty predstavujúce zmiešané asociácie hornín najmä paleozoického podložia. Vystupujú v širšom pásme jz. od Širokého a j. od Vít'aza. Toto rozdielne litologické zloženie sa odráža aj v rozdielnych hydraulických vlastnostiach tohto súvrstvia (Zakovič, 1993).

V oblasti Široké – Vít'az uvádza Malík (1993) pre koeficient prietochnosti T variačné rozpätie $3,2 \cdot 10^{-5}$ až $5,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $7,83 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

V oblasti Hrabkov – Radačov borovské súvrstvie tvoria zlepenca a brekcie z materiálov pochádzajúcich z karbonátov Čiernej hory. Koeficient prietochnosti má variačné rozpätie $1,23 \cdot 10^{-4} - 1,44 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $8,51 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Zakovič, 1993).

Podľa klasifikácie stupňa prietochnosti prvý litologický typ klasifikujeme ako stredne prietochný a druhý litologický typ ako vysoko prietochný, s veľkou variabilitou. Index priepustnosti leží v medziach $Z = 4,23$ až $5,97$ okolo mediánu 5,10. Zodpovedá to odhadu koeficientu filtrácie $k = 3,54 \cdot 10^{-5} - 1,94 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $2,63 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Patrí do tretej triedy priepustnosti – pomerne silno priepustné.

Nízko priepustné ílovcové a ílovcovo-pieskovcové (hutianske a zuberecké) súvrstvie vystupuje na povrch na jz. a sv. okraji Šarišskej vrchoviny. Ich hydraulické vlastnosti sú vyhodnotené na základe údajov získaných z hydrogeologických vrtov. Koeficient prietochnosti v pripovrchovej zóne tohto súvrstvia sa pohybuje v rozpätí $1,45 \cdot 10^{-5} - 2,43 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, medián je $7,65 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Na základe uvedenej prietochnosti tieto súvrstvia klasifikujeme ako nízko prietochné, s veľkou variabilitou prietochnosti.

Index priepustnosti leží v rozpätí $Y = 2,9 - 4,3$, medián je 3,4. Koeficient filtrácie $k = 1,14 \cdot 10^{-6}$ až $3,50 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, medián $4,51 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Pripovrchová zóna hutianskeho a zubereckého súvrstvia predstavuje pomerne slabo až mierne priepustný kolektor so zväčšenou variabilitou priepustnosti.

Tab. 6. Prietochnosť sedimentov paleogénu.

Šarišská vrchovina			
Súvrstvie	$R(T)$ $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	$Md(T)$ $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	Stupeň prietochnosti
heterogénne zlepenca (borovské súvrstvie)	$3,2 \cdot 10^{-5} - 5,1 \cdot 10^{-4}$	$7,83 \cdot 10^{-4}$	stredný
homogénne zlepenca (borovské súvrstvie)	$1,23 \cdot 10^{-4} - 1,44 \cdot 10^{-2}$	$8,51 \cdot 10^{-3}$	vysoký
ílovcové a ílovcovo-pieskovcové súvrstvie (hutianske a zuberecké súvrstvie)	$1,45 \cdot 10^{-5} - 2,43 \cdot 10^{-4}$	$7,65 \cdot 10^{-5}$	nízky
pieskovcové súvrstvie (bielopotocké súvrstvie)	$7,07 \cdot 10^{-5} - 1,95 \cdot 10^{-3}$	$3,80 \cdot 10^{-4}$	stredný
Hornádska kotlina			
brekcie, zlepenca (borovské súvrstvie)	$1 \cdot 10^{-5} - 9 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	stredný až vysoký
ílovcové súvrstvie (hutianske súvrstvie)	$1,2 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	nízky až stredný
pieskovcovo-ílovcové súvrstvie (zuberecké súvrstvie)	$1,30 \cdot 10^{-6} - 1,6 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	nízky až stredný
pieskovcové súvrstvie (bielopotocké súvrstvie)	$1,52 \cdot 10^{-5} - 4,48 \cdot 10^{-3}$	$4,48 \cdot 10^{-4}$	stredný

$R(T)$ – rozpätie hodnôt, $Md(T)$ – medián

Pieskovcové súvrstvie (bielopotocké súvrstvie) v Šarišskej vrchovine má pestré litologické zloženie. V juhovýchodnej časti ho tvoria konglomeráty až mikrokonglomeráty. V severozápadnej časti vrchoviny majú prevahu pieskovce. Pieskovcové súvrstvie z hľadiska hydraulických parametrov je značne heterogénny hydrogeologický celok. Koeficient prietochnosti T má rozpätie v intervale $7,07 \cdot 10^{-5} - 1,95 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$,

medián $3,80 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Podľa hodnôt prietochnosti bielopotocké súvrstvie možno charakterizovať ako stredne prietochné, so zväčšenou variabilitou prietochnosti.

Priemernú priepustnosť pieskovcového súvrstvia charakterizujú hodnoty $Z = 3,2 - 4,25$ s mediánom 3,6. Koeficient filtrácie má rozpätie $k = 2,82 \cdot 10^{-6} - 3,16 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}$, medián je $7,08 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}$.

Hodnoty koeficientov prietochnosti T sú uvedené v tab. 6.

Na základe porovnania hydrogeologických parametrov Y a Z vyčíslených jednotlivých litofaciálnych členoch vnútrokarpatského paleogénu (ílovcové súvrstvie, pieskovcovo-ílovcové súvrstvie a pieskovcové súvrstvie) Hornádskej kotliny a Šarišskej vrchoviny možno konštatovať, že z hľadiska priemernej prietochnosti a priepustnosti nie sú medzi nimi veľké rozdiely. Aj napriek tomu pieskovcovému súvrstviu na hydrogeologickej mape priradujeme vyššiu triedu prietochnosti. Vychádzame z toho, že pieskovce v porovnaní s ílovcami majú iné mineralogické zloženie, iný charakter zvetrávania a iný charakter puklinovitosti. Pukliny v pieskovcových súvrstviach, či už vznikli endogénnymi, resp. exogénnymi silami, majú v porovnaní s puklinami v ílovcach väčší hĺbkový a dĺžkový dosah a sú otvorenejšie. Výsledkom toho je, že z pieskovcov vyvierajú väčší počet prameňov s vyššou výdatnosťou a väčšia je aj výdatnosť vrtov.

4.2.3. Branisko

V pohorí Branisko na zmapovanom území kryštalínium reprezentujú najmä pararuly a migmatity, ktoré sa vyznačujú puklinovým charakterom priepustnosti. Malík (1993, 1999) na základe geomorfometrických a odtokových charakteristík stanovil z týchto hornín hodnoty svahovej a dnovej prietochnosti. Koeficient svahovej prietochnosti sa pohybuje v rozmedzí $1,56 \cdot 10^{-6} - 2,96 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s geometrickým priemerom $1,97 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Odhad dnovej prietochnosti sa pohybuje v intervale $1,48 \cdot 10^{-5} - 4,29 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, geometrický priemer je $2,57 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Pararuly boli otestované v pohorí iba jedným vrtom (BH-7 v Širokom). Koeficient prietochnosti T podľa výsledkov hydrodynamickej skúšky je $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a koeficient filtrácie $k = 1,46 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Sivé bridlice karbónu tektonicky náležiacie ku gemeriku sú z hydrogeologického hľadiska najefektívnejší izolátor v pohorí. Charakterizuje ich veľmi nízka prietochnosť (V. trieda).

Pieskovce a bridlice permu sa hydraulicky správajú analogicky ako bridlice karbónu, teda ako izolátor. Litologicky sa však často striedajú s priepustnejšími polohami pieskovcov a so zlepenými so slabou puklinovou priepustnosťou. Malík (1999) podľa výsledkov z 3 hydrogeologických vrtov v prípade pieskovcov a bridlíc permu uvádza koeficient prietochnosti $T = 1,6 \cdot 10^{-5} - 9,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, čo je nízka prietochnosť (IV. trieda).

Bridlice spodného triasu gemerika na južnom okraji pohoria majú plošne malý rozsah. Považujeme ich za izolátor.

Spodnotriasové kremence vplyvom tektoniky boli silno porušené, pričom vznikla súvislá sieť navzájom prepojených otvorených puklín. Kremencový masív preto charakterizuje puklinová priepustnosť nielen v priepovrchovej zóne rozvoľnenia, ale aj v hlbšej časti masívu. Zvodnenie kremencov môžeme charakterizovať iba na základe merného odtoku podzemnej vody, ktorý je až $3,09 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Malík a Lánczos, 1993).

Z hľadiska zdrojov podzemnej vody sú najdôležitejšie dolomity a vápence triasu harakovskej štruktúry. Vyznačujú sa krasovo-puklinovým až krasovým charakterom priepustnosti. Merný odtok podzemnej vody z nich je $6,84 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Podľa poznatkov z lačnovskej synklinály ležiacej severne Malík (1999) z nich analogicky uvádza koeficient prietochnosti $T = 4,0 \cdot 10^{-5} - 1,4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s geometrickým priemerom $4,17 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Dolomity majú značnú heterogenitu prietochnosti. Odvozené hodnoty koeficientu filtrácie sú $k = 1,38 \cdot 10^{-6} - 3,24 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrický priemer $2,82 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

O hydrogeologickom charaktere rozličných druhov vápencov jury nie sú žiadne priame informácie. Na základe analógie možno usudzovať, že polohy priepustnejších karbonátov s puklinovou priepustnosťou, navzájom oddelené bridličnatými polohami, nemôžu vytvárať významnejšie sústredenie podzemnej vody.

4.2.4. Čierna hora

Pohorie Čierna hora sa vyznačuje rôznorodosťou litologických typov hornín patriacich k rozličným tektonickým jednotkám. Analogické až totožné litologické typy hornín s obdobnými hydraulickými vlastnosťami sa opakujú v rôznych tektonických jednotkách (paleozoikum gemerika a veporika), preto ich hydraulické vlastnosti hodnotíme spoločne.

Horniny kryštalinika v území patria k plošne najrozšírenejším horninám. Zastupujú ich granitoidné horniny a kryštalické bridlice. Vyznačujú sa puklinovou priepustnosťou, viazanou na rôzne formy rozpukania.

Kryštalické bridlice zastúpené rôznymi druhmi rúl, migmatitov a fylonitov majú plochy rozpukania prevažne zopnuté a mylonitizované. Ich hydrogeologický charakter nepriaznivo ovplyvňuje aj striedanie rigidných rúl a migmatitov s menej rigidnými, relatívne plastickejšími fylonitmi. V dôsledku toho sa utesňujú puklinový systém. Obeh a akumulácia podzemnej vody sa viažu na pukliny pripovrchovej zóny zvetrávania a rozvoľnenia hornín. Kryštalické bridlice otestoval jeden hydrogeologický vrt (LH-10 pri Margecanoch). Z neho sa stanovil koeficient prietochnosti $T = 5,46 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a koeficient filtrácie $k = 5,68 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Frankovič, 1981). Na základe toho kryštalické bridlice charakterizujeme V. triedou prietochnosti, čo je veľmi nízka prietochnosť. Granitoidné horniny v porovnaní s inými jadrovými pohoriami nemajú vytvorené dobré podmienky na obeh podzemnej vody. Silná tektonika, ktorá sa tu uplatnila, sa prejavila najmä zošupinatením a mylonitizáciou granitoidných telies. V dôsledku toho sú rôzne systémy puklín zopnuté, resp. mylonitizované. Obeh podzemnej vody sa preto viaže na pripovrchovú zónu rozvoľnenia. Nízke zvodnenie masívu granitoidov dokumentuje výtok z Bujanovského tunela dlhého 3,5 km, z ktorého za priemerných klimatických podmienok vyteká $1,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody, ako aj výsledky získané z troch hydrogeologických vrtov (ČH-7, 8 a 9). Merná výdatnosť vrtov sa pohybovala od 0,003 do $0,047 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, index prietochnosti $Y = 3,51 - 5,2$ a odvodený koeficient prietochnosti $T = 1,87 \cdot 10^{-4} - 2,19 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Frankovič, 1981). Ide o strednú až veľmi nízku prietochnosť (III. – V. trieda).

Horniny karbónu (veporika a gemerika), tvorené rozličnými druhmi bridlíc, pieskovcov, arkóz, zlepenčov, fylitov a podobne, predstavujú z hydrogeologického hľadiska izolátor podzemnej vody. Svoju pôvodnú medzizrnovú priepustnosť stratili vplyvom metamorfózy pôvodných sedimentov.

Aj pieskovce, bridlice a zlepence permu patriace ku gemeriku, chočskému príkrovu a veporiku sa vyznačujú slabou priepustnosťou a prietochnosťou. Bridlice sa hydraulicky správajú analogicky ako bridlice karbónu, plnia funkciu izolátora. Často sa striedajú s polohami pieskovcov, resp. zlepenčov s puklinovou priepustnosťou. Pozícia hornín permu a karbónu v nadloží kryštalinika spôsobuje, že pôsobia ako bariéra podzemnej vody kryštalinika. Súčasne však podmieňujú vznik vrstvomých prameňov z nadložných karbonátov mezozoika. Slabú prietochnosť hornín mladšieho paleozoika dokumentujú výsledky z troch hydrogeologických vrtov. Podľa nich merná výdatnosť vrtov sa pohybovala od 0,003 do $0,66 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a koeficient prietochnosti $T = 3,98 \cdot 10^{-5} - 2,89 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Je to nízka až veľmi nízka prietochnosť – IV. – V. trieda (Frankovič, 1981).

V hydrogeologickom celku mezozoika najväčšie zastúpenie majú dolomity triasu. Sú aj najvýznamnejší kolektor podzemnej vody v pohorí. Ostatné litofaciálne členy okrem kremencov spodného triasu a vápencov jury vzhľadom na svoje malé plošné rozšírenie a litologický charakter predstavujú pre podzemnú vodu izolátor, resp. poloizolátor.

Spodnotriasové kremence vplyvom tektoniky sú silno porušené, pričom vznikla sieť otvorených puklín. Takto je umožnená aj hlbšia cirkulácia podzemnej vody nielen v pripovrchovej zóne. Kremence dosiaľ neboli overené hydrogeologickým vrtom. Ich hydraulické vlastnosti sú analogické ako v Branisku.

Bridlice spodného triasu, ako aj súvrstvie keuperu a lunzu predstavujú hydrogeologický izolátor. Pôsobia ako usmerňovateľ cirkulácie podzemnej vody v nadložných triasových karbonátoch.

Dolomity vystupujú na povrch v dvoch pruhoch, a to na severnom okraji Čiernej hory od Hrabkova po Ruské Pekľany, kde spolu s borovským súvrstvom paleogénu vytvárajú významnú hydrogeologickú štruktúru, a na južnom okraji pohoria od Ružina po Košice. Vyznačujú sa puklinovou až krasovo-puklinovou priepustnosťou. Ich hydraulické vlastnosti možno charakterizovať na základe hydrogeologických vrtov (Frankovič, 1981; Cibulka, 1984). Koeficient prietochnosti T sa pohybuje v rozmedzí $7,0 \cdot 10^{-3} - 2,01 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s aritmetickým priemerom $3,05 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Zodpovedá to hodnotenému indexu prietochnosti $Y = 5,0 - 6,4$ s priemerom 5,86. Dolomity charakterizuje vysoká prietochnosť (II. trieda). Frankovič (1981) za roky 1979 až 1980 vyčíslil z karbonátov mezozoika priemerný merný odtok podzemnej vody v hodnote $4,58 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$.

V severozápadnej časti pohoria a jv. od priehrady Ružín po obec Kavečany vystupujú na povrch pestré vápence jury. Charakterizuje ich puklinová priepustnosť. Ich hydraulické vlastnosti neboli otestované žiadnym vrtom. Zakovič (1999) z nich uvádza priemerný merný odtok podzemnej vody $1,69 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$, ktorý zrejme ovplyvňuje aj podzemná voda z podložných karbonátov triasu.

4.2.5. Muránska planina

Predstavuje mohutnú príkrovovú trosku skláňajúcu sa na JV. Leží na kryštaliniku kráľovohoľskej zóny a na jeho metamorfovanom sedimentárnom obale. Hydrogeologicky aj geologicky ju možno rozdeliť na spodnú a vrchnú časť. Spodnú časť tvorí pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie spodného triasu, vo vyšších častiach prechádzajúce do slienitých bridlíc s vložkami slienitých vápencov. Toto súvrstvie je prakticky nepriepustné.

Vrchnú, zvodnenú časť buduje komplex vápencov a sporadicky dolomitov. Karbonáty majú vysokú infiltračnú schopnosť a vďaka silnému skrasovateniu vápencov a popukaniu dolomitov aj vysokú akumuláciu schopnosť. Komplex karbonátov s hrúbkou 500 – 1 500 m nevykazuje významnejšie geologické rozdielnosti. Hydrogeologickú diferencovanosť zvodneného komplexu karbonátov predstavujú rozpukané dolomity vo vzťahu k skrasovateným vápencom. Na základe poznatkov z vrtu VMS-1, ktorý odskúšal dolomity, sú dolomity relatívne menej priepustné ako vápence (Lukaj et al., 1997). V prípade dolomitov je index prietočnosti $Y = 4,5 - 4,9$ a zodpovedajúci koeficient prietočnosti $8,51 \cdot 10^{-5} - 3,57 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. To ich charakterizuje ako horniny s nízkou prietočnosťou (IV. trieda). V prípade wettersteinských vápencov, ktoré sa odskúšali 9 hydrogeologickými vrtmi, je index prietočnosti $Y = 4,3$ až $6,7$ a zodpovedajúci koeficient prietočnosti $T = 5,78 \cdot 10^{-3} - 2,00 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Lukaj et al., 1997) s mernou výdatnosťou vrtov od $0,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ do $5,78 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ (vrt č. 3). Veľmi široké rozpätie prietočnosti vápencov, od nízkej po vysokú (II. – IV. trieda), poukazuje na to, že stupeň skrasovatenia hornín je priestorovo veľmi variabilný. Z hľadiska zvodnenia je skrasovatený komplex karbonátov veľmi nerovnorodý, so zložitým obehom podzemnej vody.

4.2.6. Slovenský raj

Mezozoikum Slovenského raja tvorí plochú synklinálu poklesnutú na sever. Budujú ho mohutné súvrstvia triasových vápencov a dolomitov, ktoré ležia na nepriepustnom podloží permských a spodnotriasových hornín. Charakteristika hydraulických vlastností hornín je spracovaná na základe hodnotenia Šalagovej et al. (1998). Zahŕňame sem aj trosky karbonátov patriace do Havraních vrchov.

Hydrogeologická štruktúra karbonátov vernárskeho pruhu a hydrogeologická štruktúra betlanovského dolomitového pruhu chočského príkrovu sa odskúšala 11 vrtmi, štruktúra karbonátov Glacu, Geráv, Skaly a Pelcu 12 vrtmi, erozívne trosky vápencov dolomitových komplexov vo východnej časti pohoria 4 vrtmi a tektonicky porušené sedimenty permu 3 vrtmi. Prehľad porovnávacích údajov a striktno stanovených hydraulických parametrov je uvedený v tab. 7.

Tab. 7. Hydraulické parametre hornín Slovenského raja (Šalagová et al., 1998).

Horninové prostredie, štruktúra	Počet vrtov	Index prietočnosti Y			Index priepustnosti Z			Geometr. priemer T $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
		min.	max.	aritm. priem.	min.	max.	aritm. priem.	
triasové karbonáty, vernársky pruh, betlanovský pruh	11	5,36	5,80	5,55	2,55	3,98	3,44	$1,62 \cdot 10^{-3}$
triasové karbonáty, Glac, Geravy, Skala a Pelc	12	3,73	6,63	5,20	1,28	4,45	3,17	$1,72 \cdot 10^{-4}$
erozívne trosky karbonátov	4	4,92	6,28	5,40	2,85	4,67	3,74	$5,6 \cdot 10^{-4}$
pieskovce (bridlice s polohami sadrovcov; perm)	3	4,87	5,73	5,17	2,97	4,06	3,39	$1,09 \cdot 10^{-4}$

Na základe koeficientu prietočnosti triasové karbonáty štruktúry vernárskeho pruhu a betlanovského pruhu možno charakterizovať vysokou prietočnosťou (II. trieda) s nepatrnou variabilitou a slabou až pomerne slabou priepustnosťou. Južná časť štruktúry sa vyznačuje výraznou krasovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou, v ostatnej časti je dominantná puklinová priepustnosť.

Vápence a dolomity triasu štruktúr Glacu a Geráv majú nižší odhadnutý geometrický priemer koeficientu prietočnosti, $1,72 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, s podstatne vyššou variabilitou ako vo vernárskom pruhu. Podľa klasifikácie prietočnosti je to horninové prostredie so strednou až nízkou prietočnosťou (III. – IV. trieda), značne nehomogénne, s veľkou variabilitou. Je to odraz rozdielného stupňa tektonického porušenia a skrasovatenia.

Vápencovo-dolomitové komplexy vo forme erozívnych trosiek s priemerným koeficientom prietočnosti $5,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ klasifikujeme ako horninové prostredie so strednou prietočnosťou, dosť nehomogénne, so

zväčšenou variabilitou. Tú spôsobuje krasovo-puklinový charakter hodnotených kolektorov s rôznym stupňom rozpukania a prítomnosťou výrazných kavern.

Súvrstvie pieskocov a ílovito-piesčitých bridlíc s polohami sadrovca podľa priemerného koeficientu prietochnosti $1,09 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ klasifikujeme ako horninové prostredie na hranici nízkej a strednej prietochnosti (III. až IV. trieda), mierne nehomogénne, s malou variabilitou. Relatívne vysokú prietochnosť súvrstvia spôsobuje tektonické porušenie súvrstvia. Vrty boli situované v poruchovom pásme.

4.2.7. Galmus

Mezozoikum v Galmuse budujú prevažne dolomity a vápence stredného a vrchného triasu stratenského príkrovu. Ležia na relatívne nepriepustnom podloží paleozoika a spodného triasu. Sú tektonicky rozbité na kryhy, vzájomne vertikálne posunuté. Karbonáty sú silno porušené a miestami skrasovatené. To umožňuje ich dobrú infiltračnú, ale aj akumulačnú schopnosť. Sú najvýznamnejším kolektorom podzemnej vody v pohorí. Ostatné litofaciálne členy predstavujú pre podzemnú vodu izolátor, resp. poloizolátor.

Bridlice s polohami slienitých vápencov a vložkami pieskocov spodného triasu overil jeden vrt. Koeficient prietochnosti $T = 3,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Ide o sedimenty charakterizované nízkou prietochnosťou – IV. trieda. Scherer et al. (1999) z tohto súboru hornín uvádzajú merný odtok podzemnej vody v intervale $1,5 - 2,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Toto súvrstvie pôsobí ako usmerňovateľ cirkulácie podzemnej vody nadložných triasových karbonátov.

Vápence a dolomity stredného a vrchného triasu majú puklinovú a krasovo-puklinovú priepustnosť. Pukliny a krasové kaverny v karbonátoch sú kolmatované najmä v severnej časti, pričom kolmatácia sa zväčšuje s hĺbkou pod terénom (Kullman, 1980). Na overenie hydrogeologických vlastností karbonátov sa uskutočnilo relatívne veľké množstvo vrtov (13), najmä v severnej časti (Cangár et al., 1990). Priemerná overená výdatnosť je pomerne nízka, iba $1,54 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V jednotlivých vrtoch sa pohybovala od $0,01$ do $7,35 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Scherer et al. (1999) z komplexu vápencov a dolomitov uvádzajú aritmetický priemer koeficientu prietochnosti $T = 6,43 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s indexom prietochnosti Y v intervale $2,8 - 6,1$. Sú to horniny s nízkou až vysokou prietochnosťou (II. – IV. trieda). Filtračná nehomogenita hornín je veľmi nerovnorodá, pričom variabilita je relatívne nižšia v prípade dolomitov.

Scherer et al. (1999) zo štruktúry karbonátov Galmusu uvádzajú priemerný merný odtok podzemnej vody zhruba $5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, v rudnianskej hydrogeologickej štruktúre $6,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a v hydrogeologickej štruktúre Poráčskej doliny $7,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

4.2.8. Volovské vrchy, Stolické vrchy a Revúcka vrchovina

Tieto orografické celky buduje pestrá paleta litologicky a stratigraficky rôznorodých hornín a komplexov. V západnej časti, t. j. v Stolických vrchoch a Revúckej vrchovine majú prevahu rozličné druhy kryštalických bridlíc, migmatity a granitoidy. Je to oblasť kohútskeho kryštalínika, nachádzajúca sa na sever a severozápad od Krokavy, Lubeníka, Rochoviec a Rejdovej až po Muránsku planinu.

Kryštalické bridlice svojím petrografickým zložením a metamorfózou nadobudli také fyzikálne vlastnosti, pri ktorých pukliny a trhliny sa s hĺbkou rýchlo uzatvárajú a prejavy drviacej tektoniky nie sú hydrogeologicky výrazné. Z hľadiska priepustnosti a akumulácie podzemnej vody má význam iba zóna zvetrávania a tektonické poruchy. Ich hydraulické vlastnosti sú obdobné ako v ostatných orografických celkoch na zmapovanom území. Obdobne je to aj v prípade granitoidných hornín, ktoré sú oproti kryštalickým bridliciám viac tektonicky porušené. Zvlášť hydrogeologicky významné sú poruchové pásma siahajúce do väčšej hĺbky. Takéto pásmo sa tiahne od Muránskej Zdychavy cez vrch Kyprov a smeruje k záveru Dobšinského potoka. Ide o celý rad paralelných porúch, na ktoré sa viažu pramene. Oblasť je však hydrogeologicky málo preskúmaná, a preto v čase hodnotenia neboli k dispozícii žiadne údaje o hydraulických vlastnostiach hornín kryštalínika tohto územia.

V juhozápadnej časti Revúckej vrchoviny v priľahlej časti k Rimavskej kotline medzi obcami Babinec, Držkovce, Šivetice, Nandraž a Ratkovská Suchá vystupujú sedimenty spodného triasu. Bridličnaté súvrstvie je prakticky nepriepustné a predstavuje hydrogeologický izolátor. Pieskovce s puklinovou a čiastočne medzi-zrnovou priepustnosťou tvoria v bridličnatom súvrství polohy s malou hrúbkou, a preto sú celkove slabo zvodnené. Slienité vápence sú slabo popukané a v prípade menšieho obsahu slienitej zložky majú tendenciu po tektonických puklinách krasovatieť. Pre svoju polohu uprostred flyšového súvrstvia sú z hľadiska zvod-

nenia bezvýznamné. Celé toto súvrstvie tvorí nepriepustné podložie malých ostrovov vápencov a dolomitov stredného a vrchného triasu, ktoré sú silno popukané a čiastočne skrasovatené. Aj napriek svojej krasovo-puklinovej priepustnosti triasové karbonáty vzhľadom na malé priestorové rozšírenie nevytvárajú vhodné podmienky na tvorbu významnejších zdrojov podzemnej vody.

V hornej časti Dobšinského potoka západne od Dobšinej je hydrogeologická štruktúra, zavrásnená medzi kryštalinikom veporika a paleozoika gemerika. Tvorí ju relatívne nepriepustné súvrstvie spodného triasu a karbonáty stredného a vrchného triasu. Karbonáty s krasovo-puklinovou priepustnosťou na ploche 4,9 km² sú tektonicky podrvené a z hydrogeologického hľadiska vo vzťahu k okolitým nepriepustným horninovým celkom pôsobia ako drén.

Severne od Rimavskej kotliny na jz. okraji Revúckej vrchoviny sú dva väčšie územné celky budované andezitovými vulkanoklastikami pokoradzského súvrstvia. Dosahujú hrúbku okolo 200 – 300 m. Súvrstvie epiklastík a pyroklastík andezitov (konglomeráty, pieskovce, brekcie a tufy) sa plošne rozprestiera medzi údoliami Rimavy, Blhu a Ratkovského Turca. Spodnú časť tohto komplexu v tufitickom vývoji charakterizuje najmä medzizrnová priepustnosť a čiastočne aj puklinová priepustnosť. Pukliny a zlomové pásma vo vhodných podmienkach drénujú aj medzizrnovú podzemnú vodu. Vo vrchnej časti (aglomeráty a tufy) prevláda puklinová priepustnosť. Tento súbor hornín nebol overený hydrogeologickými vrtmi.

Najväčšie rozšírenie na zmapovanom území, prakticky celé Volovské vrchy, majú horninové komplexy paleozoika. Ich hydraulické vlastnosti zhodnotili Malík et al. (1990) a Scherer et al. (1999). Ich výsledky sme aplikovali aj v tomto hodnotení.

Staršie paleozoikum reprezentujú horniny gelnickej a rakoveckej skupiny. Celkovo sa v nich zrealizovalo 32 hydrogeologických vrtov. Získané údaje sú využité na vyjadrenie hydraulických parametrov. Z horninových typov majú prevahu fylity, droby (kvarcity), metabazalty a ich tufy, metaryolity a ich tufy, metapieskovce, ojedinele lydity, metakvarcity a amfibolity. Ich hydraulické parametre sú uvedené v tab. 8.

Tab. 8. Hydraulické parametre hornín Volovských vrchov [podľa Malíka et al. (1990) a Scherera et al. (1999)].

Horninové prostredie	Počet vrtov	Index priepustnosti Z			Index prietochnosti Y			T priem. m ² · s ⁻¹
		min.	max.	priem.	min.	max.	priem.	
karbón – perm	9	2,67	3,95	3,14	3,67	5,68	4,53	3,35 · 10 ⁻⁵
rakovecká skupina	9	1,02	3,46	2,41	2,32	4,61	3,83	6,71 · 10 ⁻⁶
metabazalty rakoveckej skupiny	5	1,02	2,68	1,82	2,32	4,61	3,49	3,06 · 10 ⁻⁶
fylity, pieskovce rakoveckej skupiny	4	2,94	3,46	3,16	3,99	4,41	4,25	1,79 · 10 ⁻⁵
gelnická skupina	23	1,49	5,10	3,02	2,82	5,76	4,22	1,66 · 10 ⁻⁵
fylity, droby, gelnická skupina	18	1,49	5,10	3,08	2,82	5,76	4,20	1,57 · 10 ⁻⁵
metaryolity, gelnická skupina	5	2,03	4,02	2,81	3,90	4,93	4,30	2,00 · 10 ⁻⁵
gelnická a rakovecká skupina	32	1,02	5,10	2,85	2,32	5,76	4,11	1,29 · 10 ⁻⁵

Fylity, kvarcity (droby), metapieskovce a amfibolity gelnickej a rakoveckej skupiny charakterizuje puklinová priepustnosť, zvýraznená v pásme pripovrchového rozvoľnenia hornín, a postupné znižovanie priepustnosti s hĺbkou. Dokumentujú to pozorovania na mnohých ložiskách (Rudňany, Nižná Slaná a i.), a to znižovanie prítoku na 1,0 m vodorovného banského diela s hĺbkou. Z fylitov Malík et al. (1990) uvádzajú priemerný koeficient prietochnosti zo 6 vrtov $T = 6,13 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, čo je veľmi nízka prietochnosť. Scherer et al. (1990) z fylitov a drobov gelnickej skupiny uvádzajú z 18 vrtov priemerný $T = 1,57 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a z fylitov a pieskovcov rakoveckej skupiny $T = 1,79 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Charakterizuje to horniny s nízkou prietochnosťou (IV. trieda).

Metaryolity a ich tufy (porfyroidy), t. j. výlevné horniny, najmä vulkanoklastiká, sú charakteristické pre gelnickú skupinu. Vzhľadom na ich rigiditu a z toho vyplývajúce väčšie puklinové porušenie pri tektonickom namáhaní sa vytvárajú podmienky na väčšiu hydraulickú vodivosť oproti epimetamorfovaným sedimentárnym horninám. Ich priemerný koeficient prietochnosti podľa výsledkov z piatich vrtov $T = 2,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ich rovnako charakterizuje ako nízko prietochné (IV. trieda). Ich hydrogeologický význam ovplyvňujú formy uloženia výlevných hornín. Napríklad medzivrstvové telesá vulkanických hornín v striedaní s fylitmi pre časté striedanie so slabo priepustnými fylitmi sú menej zvodnené.

Metabazalty a ich tufy a bázické vulkanity a ich vulkanoklastiká sú základnou zložkou rakoveckej skupiny. Aj v tejto skupine hornín by vzhľadom na ich rigiditu a tým väčšie puklinové porušenie mali byť

vhodnejšie podmienky na obeh podzemnej vody. Výsledky z vrtov však poukazujú na to, že pukliny sú kolmatované produktmi zvetrávania. Z piatich hydrogeologických vrtov bol stanovený priemerný $T = 3,06 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, čo je znakom, že ide o horniny s veľmi nízkou prietoknosťou (IV. trieda).

Kryštálické vápence, miestami andezity, siderity, dolomity a magnezity (metakarbonáty), sa vyskytujú najmä v gelnickej skupine v dvoch šošovkových pruhoch na línii Volovec – Suchý vrch – Hekerová – Holec. Podľahli skrasovateniu, a preto majú krasovo-puklinovú priepustnosť. Výrazne drénujú okolité horninové prostredie. V týchto metakarbonátoch sa nerealizovali hydrogeologické vrty. Scherer et al. (1999) na základe výdatnosti prameňov a poznatkov zo štruktúrnych geologických vrtov odhadujú v nich merný odtok podzemnej vody v intervale $7,0 - 9,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Mladšie paleozoikum zastupujú horniny dobšinskej skupiny (karbón), krompašskej a gočaltovskej skupiny (perm). Tvoria ich bridlice, fylity, zlepenca, pieskovce, droby, metabazalty, metazeolity a ich tufy.

Fylity, droby, bridlice, zlepenca, pieskovce, metabazalty a ich tufy boli overené 6 hydrogeologickými vrtmi. Tieto horniny väčšinou netvoria rozsiahlejšie súvislé plochy, ale často sa striedajú vo vertikálnom a horizontálnom smere, resp. postupne prechádzajú z jedného litologického typu do druhého. Odhadnutý priemerný koeficient prietoknosti $T = 1,53 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ich zaraďuje k horninám s nízkou prietoknosťou (IV. trieda). V prípade, že klastické horniny vytvárajú rozsiahlejšie plochy, predpokladá sa, že hodnoty prietoknosti budú vyššie.

Bridlice s polohami sadrovca (perm až spodný trias) sú v okolí Novoveskej Huty a v doline Teplického Brusníka. Bridlice vrchného permu až spodného triasu sa považujú za horniny s nepriaznivými hydraulickými vlastnosťami. Štyri hydrogeologické vrty však dokumentovali výdatnosť od $0,6$ do $7,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, niektoré dokonca boli s prelivom (Halečka in Scherer et al., 1999) aj $2,0$ až $4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Koeficient prietoknosti $T = 1,58 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, teda ide o horniny so strednou prietoknosťou (III. trieda). Príčinou je jednak prítomnosť kavernóznych rauvakov a sadrovcov, ktoré podliehajú skrasovateniu, jednak silné tektonické porušenie hornín asi aj dotovaním z trosiek karbonátov po rozdrvených bridliciach permu a spodného triasu.

Metaryolity a ich tufy vystupujúce v sv. časti územia majú menej priaznivé hydraulické vlastnosti ako ostatné permské horniny. Puklinový systém v horninách je značne kolmatovaný produktmi zvetrávania, a preto im Scherer et al. prisudzujú merný odtok podzemnej vody iba $2,5$ až $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

V oblasti medzi obcami Hnilec a Nálepkovo na ploche $2,3 \text{ km}^2$ je odkryté teleso gemeridných granitov. Gemeridné granity sú tektonicky porušené, pričom časť puklín je otvorená a umožňuje prúdenie podzemnej vody. Hoci niektoré vrty ako VVM-1 (Peklisko) a JH-5, 6 (potok Surovec) poukazujú na nízku mernú výdatnosť vrtov, iba $0,004 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, a prietoknosť $T = 1,56 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, možno predpokladať, že gemeridné granity majú priaznivejšie hydraulické vlastnosti ako okolité paleozoické horniny. Preto ich charakterizuje stredná prietoknosť (III. trieda). Je to zrejme spôsobené tým, že žulový masív má slabo zvodnené bloky a vysoko zvodnené tektonické línie, ktoré sú vo vertikálnom smere pomerne riedke. Tieto zlomy je preto problematické zachytiť vrtmi. Väčší predpoklad je zachytiť ich bankskými chodbami, čo dokumentujú niektoré bankské diela (Scherer in Lukaj et al., 1998).

V paleozoiku gemerika výrazne prevládajú nízko zvodnené horniny. Dokumentujú to výsledky pozorovania odtoku vody v rokoch 1971 – 1980. Priemerný merný odtok podzemnej vody sa pohybuje od $2,6$ do $3,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Hanzel, 1981). V povodiach, kde odtok vody ovplyvňuje bankská voda, resp. prítoky z karbonátov mezozoika, bol priemerný merný odtok podzemnej vody až $4,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

4.2.9. Slovenský kras

Hydraulické vlastnosti hornín Slovenského krasu sú v hlavnej miere odrazom nehomogénosti horninového prostredia pomerne celistvých, málo porušených karbonátov so zónami tektonického porušenia a skrasovatenia. Niektoré krasové planiny ako napríklad Vysoká a Koniar majú nízky podiel významných povrchových a podzemných krasových javov. Tie sú hojne zastúpené v iných štruktúrach, ako je napríklad plešivská, ardovská a kečovská. Na základe vrtov realizovaných v karbonátovom masíve vyčlenených hydrogeologických štruktúr podávajú Orvan et al. (1995) regionálne hodnotenie hydraulických parametrov. Do určitej miery sú skreslené rozdielnosťou krasových charakteristík jednotlivých štruktúr. Podľa charakteru obehu podzemnej vody a priepustnosti horninového prostredia rozdelili vrty v karbonátoch silického príkrovu na 3 skupiny (tab. 9).

Tab. 9. Hydraulické parametre sedimentov mezozoika Slovenského krasu (podľa Orvana et al., 1995).

Horninové prostredie	Počet vrtov	Index prietochnosti. Y			Koeficient prietochnosti $m^2 \cdot s^{-1}$	Trieda prietochnosti
		min.	max.	priem.		
skrasovatené karbonáty triasu v občasne nasýtenej zóne	3	5,8	7,1	6,4	$6,61 \cdot 10^{-3}$	I. veľmi vysoká
skrasovatené karbonáty triasu v trvalo nasýtenej zóne	13	5,4	6,6	6,1	$4,91 \cdot 10^{-3}$	II. vysoká
karbonáty triasu okrem zón skrasovatenia a tekton. porušenia	10	4,4	5,3	4,9	$3,10 \cdot 10^{-5}$	IV. nízka
sedimenty spodného triasu	5	4,4	5,5	5,1	$7,48 \cdot 10^{-5}$	IV. nízka
kamenité sutiny pri úpätí krasových planín	4	4,4	5,3	5,0	$4,30 \cdot 10^{-5}$	IV. nízka

Prvá skupina charakterizuje karbonáty stredného a vrchného triasu s krasovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou s plytkým a rýchlym obehom podzemnej vody v občasne nasýtenej krasovej zóne. Na základe priemerného indexu prietochnosti $Y = 6,4$ a koeficientu prietochnosti $T = 6,61 \cdot 10^{-3} m^2 \cdot s^{-1}$ túto skupinu karbonátov charakterizujeme veľmi vysokou prietochnosťou (I. trieda).

Druhú skupinu charakterizujú hlboké vrty zachytávajúce karbonáty stredného a vrchného triasu v hĺbke až do 1 000,0 m v údolí Slanej a Štítnika. Pre prostredie je typická puklinovo-krasová a puklinová priepustnosť viazaná na preferované, výrazne tektonicky porušené pásma v trvale nasýtenej zóne podzemnej vody. Vyznačujú sa hlbším obehom podzemnej vody. Priemerný koeficient prietochnosti $T = 4,91 \cdot 10^{-3} m^2 \cdot s^{-1}$ umožňuje charakterizovať toto horninové prostredie ako prostredie s vysokou prietochnosťou (II. trieda).

Tretia skupina charakterizuje karbonátové horniny stredného a vrchného triasu, okrem zón výrazného tektonického porušenia a skrasovatenia, s prevažne puklinovou, menej puklinovo-krasovou priepustnosťou a s hlbším obehom podzemnej vody. V dôsledku výrazne nehomogénneho prostredia táto skupina vykazuje veľký rozptyl hodnôt koeficientu prietochnosti. Na základe priemernej hodnoty indexu prietochnosti $Y = 4,9$ a koeficientu prietochnosti $T = 3,1 \cdot 10^{-5} m^2 \cdot s^{-1}$ toto prostredie charakterizuje nízka prietochnosť (IV. trieda). Karbonáty stredného a vrchného triasu, ktoré budujú vysoké kryhy Turnianskej kotliny, okrem zón výrazného tektonického porušenia a skrasovatenia s prevažne puklinovou priepustnosťou a hlbším obehom podzemnej vody, charakterizujeme na základe strednej hodnoty indexu prietochnosti $Y = 3,0$ ako veľmi nízko prietochné (V. trieda).

Sedimenty spodného triasu ako celok predstavujú izolátor, ale detritická časť súvrstvia môže byť v zónach tektonického porušenia priepustnejšia. Dokumentujú to hodnoty priemerného indexu prietochnosti $Y = 5,0$ a koeficientu prietochnosti $T = 7,48 \cdot 10^{-5} m^2 \cdot s^{-1}$. Ide o prostredie s nízkou prietochnosťou (IV. trieda).

Na úpätiach krasových planín sa nachádzajú hlinito-kamenité a kamenité sutiny, ktoré sa vyznačujú medzizrnovou priepustnosťou. Index prietochnosti $Y = 5,0$ a koeficient prietochnosti $T = 4,30 \cdot 10^{-5} m^2 \cdot s^{-1}$ ich umožňujú charakterizovať ako nízko prietochné (IV. trieda).

Pre jednotlivé hydrogeologické štruktúry karbonátov uvádzajú Šuba et al. (1973) merný odtok podzemnej vody za roky 1968 – 1969 v širokom rozpätí, prevažne od 7,0 do $13,4 l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$.

4.2.10. Košická kotlina

Košická kotlina je vyplnená neogénnymi sedimentmi, pričom sedimentácia sa začína egenburgom a končí sa pliocénom. Z litologického hľadiska ide prevažne o íly, ílovce, vápnito-ílovité sedimenty, sporadicky sú zastúpené piesky, pieskovce a zriedkavejšie aj štrky a zlepenice. V podloží týchto sedimentov v oblasti severne od Košíc sú sedimenty paleogénu, v okolí Košíc tatroveporidné jednotky a južne od Košíc gemeridy.

Hydraulické vlastnosti neogénnych sedimentov sú rozdielne. Zatiaľ čo pelitické sedimenty sú pre vodu prakticky nepriepustné, sypké sedimenty, piesky a štrky majú medzizrnovú priepustnosť. Ich akumuláciu schopnosť veľmi často silne obmedzuje ílovitá prímes znižujúca ich priepustnosť a nedostatočná možnosť dopĺňania podzemnej vody infiltráciou zo zrážok. Hydrogeologické vrty overili hydraulické vlastnosti niektorých kolektorov s medzizrnovou prietochnosťou. Ich regionálne zhodnotenie spracovali Jetel et al. (1989, 1996). Podľa neho charakterizujeme vlastnosti neogénnych sedimentov. Hydraulické parametre jednotlivých súvrství sú sumárne uvedené v tab. 10.

Kochanovské súvrstvie (sarmat) medzi Bidovcami, Vyšnou Kamenicou a Košickým Klečenovom sa smerom na V ponára pod vulkanity Slanských vrchov. Komplex vápnitých ílov až ílovcov s polohami jemnozrn-

ných pieskov podľa ojedinelých vrtov môžeme charakterizovať podľa priemerného $T = 5,4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ako sedimenty so strednou prietočnosťou. Priemerný koeficient filtrácie $k = 2,10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, teda ide o mierne priepustné sedimenty.

Tab. 10. Hydraulické parametre sedimentov neogénu v Košickej kotline (podľa Jetela et al., 1989, 1996).

Súvrstvie, litologické zloženie	Index prietočnosti Y			Koeficient prietočnosti T $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$			Trieda prietočnosti
	min.	max.	priem.	min.	max.	priem.	
kochanovské s. – piesky a pieskovce	5,11	5,77	5,44	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	III., stredná
stretavské s. – pelitický vývoj s polohami štrkov	5,02	5,54	5,28	$2 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	III., stredná
klčovské s. – varhaňovské štrky – zvodnené	5,45	6,65	6,01	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,10^{-3}$	II., vysoká
varhaňovské štrky – z rozkladu karbonátov	3,81	5,20	4,71	–	–	$1,3 \cdot 10^{-4}$	IV., nízka
kladzianske s. – ílovce s polohami pieskovcov	3,54	6,00	4,65	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-5}$	IV., nízka
teriakovské s. – lemešianske zlepence	5,37	6,10	5,76	$3 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	III., stredná
prešovské súvrstvie – pieskovcovo-zlepenková fácia	4,86	6,30	5,49	–	–	–	III., stredná

Stretavské súvrstvie (sarmat) predstavujú vápnité íly a ílovce s polohami štrkov. Podľa výsledkov z hydrogeologických vrtov ich charakterizujeme ako sedimenty so strednou prietočnosťou. V miestach s prevahou ílov a ílovcov je ich prietočnosť o rád nižšia.

Klčovské súvrstvie (vrchný bádén – spodný sarmat) má nad ryolitovými tufmi vyvinuté hydrogeologicky významné varhaňovské štrky. Vyskytujú sa v dvoch hydrogeologicky odlišných litofáciách. Hydrogeologicky priaznivejšia litofácia reprezentuje nezvetrané časti náplavových kužeľov – prevažne stredozrnné polymiktné štrky. Vysoký priemerný koeficient prietočnosti $T = 2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ich zaraďuje medzi sedimenty s vysokou prietočnosťou (II. trieda). Rádove horšie hydraulické vlastnosti vykazuje fácia vzniknutá rozkladom karbonátových obliakov. Koeficient prietočnosti $T = 1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, t. j. ide o sedimenty s nízkou prietočnosťou (IV. trieda).

Kladzianske súvrstvie (karpat) tvorené prachovitými ílovcami s polohami jemnozrnných pieskovcov s koeficientom prietočnosti $T = 6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ hodnotíme ako sedimenty s nízkou prietočnosťou (IV. trieda).

Teriakovské súvrstvie je bazálne súvrstvie karpatu. Na báze je vyvinutá zlepencovo-pieskovcová fácia – lemešianske zlepence. Podľa výsledkov z 8 vrtov ich priemerný koeficient prietočnosti $T = 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, teda sú to sedimenty so strednou prietočnosťou (III. trieda). Prešovské súvrstvie (egenburg) vystupuje medzi Prešovom a Kanašom. Sú to pieskovce s polohami zlepenčov a striedanie prachovcov v hlbších častiach panvy. Priemerný index prietočnosti z 5 vrtov v pieskovcovo-zlepencovej litofácii $Y = 5,49$ ich charakterizuje ako sedimenty so strednou prietočnosťou (III. trieda).

Pieskovcovo-zlepenková litofácia prešovského súvrstvia patrí k hydrogeologicky najpriaznivejším kolektorom Košickej kotliny.

4.2.11. Rimavská a Rožňavská kotlina

Terciérne sedimenty ležia diskordantne, viac-menej horizontálne na predterciérnom podloží. Sedimentárna výplň kotlin má prevažne pelitický charakter, ktorý reprezentujú silty, siltovce, šlíry, íly, ílovce a prachovce predstavujúce hydrogeologický izolátor. S nimi sa striedajú psefiticko-psamitické polohy rôznej hrúbky, ktoré majú medzizrnnú priepustnosť. V sedimentoch pozorovať časté faciálne zmeny tak v horizontálnom, ako aj vo vertikálnom smere. Prejavuje sa to aj v odlišných hydrogeologických pomeroch.

Podľa litologického charakteru Zakovič et al. (1989) v území vyčlenili horizont tvorený bazálnym súvrstvom neogénu (kišcel), a to blžskými vrstvami, ktoré reprezentujú brekie, zlepenca a pieskovce. Ich hydrogeologický charakter overil iba vrt RKZ-1 v Bátke, z ktorého bol malý prítok minerálnej vody s výdatnosťou $0,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ na prelive. Tento horizont s puklinovými vodami má v nadloží siltovce až ílovce predstavujúce izolátor.

Obdobnú funkciu hydrogeologického izolátora má aj lučenské súvrstvie (eger). Tvoria ho prevažne silty až siltovce, rozšírené na celom území Rimavskej kotliny. Súvrstvie overil hydrogeologický vrt RKZ-1 v Bátke, pričom z tohto súvrstvia nebol dokumentovaný žiadny prítok podzemnej vody. Lučenské súvrstvie plní funkciu izolátora. Tvorí nepriepustné podložie nadložných sedimentov egenburgu, resp. pokoradzského súvrstvia.

V severnej a severovýchodnej časti Rimavskej kotliny a v Rožňavskej kotline vystupuje poltárske súvrstvie (pont). Tvoria ho štrky, piesky a pestré íly. Vzhľadom na pestrosť litologického zloženia majú odlišné hydraulické vlastnosti. V podloží fluviálnych sedimentov Muráňa a Slanej majú sedimenty ílovitý charakter. Vyskytujú sa tu ojedinelé obliaky kryštalinika. Prevalha ílovitej zložky v tomto súvrství podmieňuje ich slabú priepustnosť. Koeficient filtrácie je rádovo $10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Na pahorkatinách sa však sedimenty pontu vyznačujú vyšším podielom obliakov. Íly sú miestami piesčitejšie, a preto ich koeficient filtrácie je vyšší, rádovo $10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Hanzel in Vass et al., 1989).

Sedimenty neogénu Rimavskej a Rožňavskej kotliny možno všeobecne charakterizovať ako veľmi slabo zvodnené až nezvodnené. Vrtné práce, ktoré sa v nich realizovali, boli hydrogeologicky negatívne.

4.2.12. Fluviálne sedimenty riek Hornád, Torysa, Bodva, Slaná a Hron

Najvýznamnejší kvartérny kolektor podzemnej vody na zmapovanom území sú fluviálne piesčité štrky riečnych nív Hornádu, Torysy, Bodvy, Slanej a čiastočne aj Hrona. Prehľad hydrogeologických charakteristík týchto kolektorov je v tab. 11, 12 a 13. Sú v nich uvedené údaje charakterizujúce prevažne štrky dnovej výplne nív tokov.

Fluviálne sedimenty dnovej výplne **Hornádu** v Hornádskej kotline podľa Jetela et al. (1990) majú priemernú prietochnosť od $4,7 \cdot 10^{-4}$ do $4,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, čo zodpovedá sedimentom so strednou až vysokou prietochnosťou (tab. 11). Najvyššia priemerná prietochnosť sa zistila pod Smižianskou Mašou, medzi Olnavou, Spišskými Vlachmi a Kolinovcami. Nižšia priemerná prietochnosť, $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, charakterizuje štrky v nive Levočského potoka. Najvyššia priemerná priepustnosť, $k = 3,0 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, sa zistila v štrkoch dnovej výplne Hornádu východne od Smižianskej Maše. V úseku nivy Hornádu medzi Olnavou, Spišskými Vlachmi a Kolinovcami boli priemerné hodnoty $k = 1 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Priemerná priepustnosť týchto najpriaznivejších úsekov zodpovedá silnej priepustnosti (II. trieda) a ostatné úseky dosť silnej priepustnosti (III. trieda).

Tab. 11. Hydraulické parametre fluviálnych sedimentov Hornádu.

Úsek	Koeficient filtrácie k $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$			Koeficient prietochnosti T $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$			Trieda prietochnosti
	min.	max.	arit. pr.	min.	max.	arit. pr.	
Smižianska Maša	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	II., vysoká
Smižany-JV	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	II. – III., vysoká až stredná
Spišská N. Ves-západ	$6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-4}$	III., stredná
Teplička n. H. – Markušovce	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-4}$	III., stredná
Olnavo-východ	$4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$9,6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	II., vysoká
Spišské Vlachy – pravý breh	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	II., vysoká
Spišské Vlachy – ľavý breh	$3 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$8,9 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	II., vysoká
Svätojánsky p. – Kolinovce	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4,10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	II., vysoká
Ružín – Kysak	$6,9 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	–	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	II., vysoká
Kysak – Trebejov				$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	II., vysoká
Trebejov – Sokol	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	–	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$	II., vysoká
Sokol – Družstevná p. Hor.				$9,0 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	I., veľmi vysoká
Družstevná p. Hor. – Ťahanovce				$3,4 \cdot 10^{-3}$	$8,9 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	I., veľmi vysoká
Košice – Črmeľ – Košice – železničná stanica	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	I. – II., veľmi vysoká až vysoká
Košice-juh	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	II., vysoká
Barca – Krásna nad Hornádom	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	I. – II., veľmi vysoká až vysoká
Kokšov – Bakša – Čaňa	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	I., veľmi vysoká
Nižná Myšľa	$9 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6,9 \cdot 10^{-3}$	I., veľmi vysoká
Gyňov – Trstené p. Hor.	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	I., veľmi vysoká
Seňa – Hraničná p. Hor.	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	I., veľmi vysoká

Priemerná hrúbka fluviálnych zvodnených kolektorov v tejto časti riečnej nivy sa pohybuje v intervale 0,90 až 5,45 m, minimálna je jv. od Smížian a maximálna medzi Olnavou a Spišskými Vlachmi.

Od vstupu Hornádu do Čiernej hory pri Margecanoch až po Ťahanovce, kde Hornád územie Čiernej hory opúšťa, jeho dobre priepustné štrkovité sedimenty vyplňajú riečnu nivu po celej šírke. V oblasti Margecany – Ružín sú fluviálne sedimenty Hornádu v zátopovej oblasti priehrady Ružín. Hrúbka zvodnených štrkov je premenlivá v dôsledku nerovnosti podložia, ako aj stavu hladiny v Hornáde, ktorá je v hydraulickej spojitosti s hladinou podzemnej vody. V tejto časti je vyčlenených 5 úsekov, ktorých základné hydraulické parametre sú uvedené v tab. 13 (Zakovič a Bodiš, 1999). Hrúbka zvodneného kolektora sa v týchto vymedzených úsekoch pohybuje od 1,70 do 7,30 m. Výdatnosť jednotlivých vrtov sa pohybuje od 0,4 do 25,0 l . s⁻¹. Priemerné hodnoty koeficientu prietochnosti $Z = 2,4 \cdot 10^{-3} - 8,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Zodpovedá to sedimentom s vysokou až veľmi vysokou prietochnosťou (II. – I. trieda). Najpriaznivejší hydrogeologický vývoj dnovej výplne Hornádu je v úseku Sokol – Družstevná pri Hornáde – Ťahanovce, kde sú aj najvyššie hodnoty výdatnosti vrtov, 8,0 až 9,2 l . s⁻¹.

V terasách sú štrky silne zahlinené, s nevhodnými podmienkami na akumulovanie významnejších zdrojov podzemnej vody.

V riečnej nive Hornádu v Košickej kotline od Košíc po Hraničnú pri Hornáde Jetel in Kaličiak (1996) vyčlenili sedem úsekov. Ich hydraulické parametre sú uvedené v tabuľke 11. Hrúbka zvodnených štrkov dnovej výplne sa v týchto úsekoch pohybuje od 2,50 do 10,5 m, maximálna hrúbka 10,5 m je v poslednom úseku. Maximálna výdatnosť jednotlivých vrtov sa pohybovala od 1,0 do 49,7 l . s⁻¹ s najvyššími hodnotami medzi Čaňou, Gečou-Bakšou a v okolí Gyňova a Sene. Priemerné hodnoty koeficientu prietochnosti T sú $5,0 \cdot 10^{-3} - 1,4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Ide o sedimenty s vysokou až veľmi vysokou prietochnosťou (II. – I. trieda).

Priemerné hodnoty koeficientu priepustnosti $k = 1,3 \cdot 10^{-3} - 2,7 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Charakterizuje to sedimenty ako silne priepustné. Najpriaznivejšie hydrogeologické podmienky dnovej výplne v riečnej nive Hornádu majú úseky pri Geči, Gyňove a Seni, kde sú najvyššie priemerné hodnoty prietochnosti a priepustnosti, ako aj maximálna výdatnosť vrtov.

Celková prietochnosť a priepustnosť fluviálnych štrkov v terasách mimo dnovej výplne nivy je výrazne nižšia v dôsledku zahlinenia a malej hrúbky kolektora. Tomu zodpovedá aj nižšia výdatnosť z jednotlivých vrtov, 0,5 – 5,0 l . s⁻¹.

Štrky dnovej výplne riečnej nivy **Torisy** majú v priemere hrúbku okolo 3,0 – 5,0 m. Sú prekryté povodňovými hlinami dosahujúcimi hrúbku až 5,0 m. Jetel et al. (1989) pri hodnotení hydraulických vlastností sedimentov dnovej výplne rozdelili nivu Torisy na 7 úsekov, ktoré možno samostatne charakterizovať z hľadiska distribúcie prietochnosti. Tieto úseky sú vyčlenené od Prešova po Košické Olšany. Hydraulické parametre v takto vymedzených úsekoch sú uvedené v tab. 12.

Tab. 12. Hydraulické parametre fluviálnych sedimentov Torisy (Jetel et al., 1989).

Úsek	Výdatnosť vrtov l . s ⁻¹			Koeficient prietochnosti T m ² . s ⁻¹			Trieda prietochnosti
	min.	max.	arit . pr.	min.	max.	arit . pr.	
Prešov-sever	0,20	2,1	1,3	$6 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	III., stredná
Prešov-juh	0,10	3,2	1,4	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	III., stredná
Haniska-sever	0,11	2,9	1,6	$4 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	III., stredná
Haniska-juh	0,30	2,0	0,85	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	III., stredná
Kendice – Drienov	0,20	5,0	1,6	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	II., vysoká
Drienov – Lemešany	0,36	2,8	1,7	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	III., stredná
Šariš. Bohdanovce – Košické Olšany	0,21	2,4	1,0	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	III., stredná

Zvodnený kolektor dnovej výplne Torisy na celom hodnotenom území charakterizuje rozpätie hodnôt koeficientu prietochnosti $T = 4,0 \cdot 10^{-5} - 7,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s aritmetickým priemerom $T = 7,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V zmysle klasifikácie prietochnosti štrky dnovej výplne Torisy predstavujú kolektor so strednou prietochnosťou (III. trieda).

Hrúbka zvodneného kolektora dnovej výplne sa pohybuje väčšinou v rozpätí od 0,7 do 8,0 m. Výdatnosť jednotlivých vrtov v ňom bola v intervale 0,1 – 5,0 l . s⁻¹, v priemere okolo 0,9 – 1,7 l . s⁻¹. Najvyššia prie-

merná prietočnosť $T = 1,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ je v úseku Kendice – Drienov. Podmieňuje to zrejme hrúbka zvodneného kolektora.

Fluviálne sedimenty **Bodvy** v úseku Moldava nad Bodvou – Host'ovce spolu s náplavmi potokov Ida a Čečenka vytvárajú v Bodvianskej rovine súvislý zvodnený horizont (Tkáčik, 1964; Mičák, 1974). Hrúbka zvodnených štrkov je veľmi variabilná, od 3,8 do 12,9 m. Koeficient filtrácie východne od Drienovca a Žarnova je $1,0 \text{ až } 8,0 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, kým v južnej časti územia prevládajú vyššie hodnoty, $1,0 - 5,0 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Tomu zodpovedá aj zvodnenie náplavov. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od 6,0 do 20,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$, lokálne iba do 1,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Extrémna výdatnosť, 27,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$, bola v oblasti Pedera a až 43,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ v oblasti Host'oviec.

V úseku údolia Bodvy medzi Hatinami a Moldavou je hrúbka fluviaálnych sedimentov 8,1 – 16,2 m. Výdatnosť vrtov je okolo 6,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$, prevažne však 11,0 – 25,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Pravostranný prítok Bodvy tvorí potok Turňa. Hrúbka jeho štrkopiesčitých sedimentov je od 0,5 do 12,0 m. Koeficient filtrácie je nízky, rádovo 10^{-4} až $10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, a priemerná výdatnosť vrtov je do 1,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Po karbonátoch mezozoika najvýznamnejším kolektorom podzemnej vody v jz. časti územia sú fluviaálne sedimenty v údoliach riek Slaná, Štítnik, Muráň, Turiec a Rimava.

Na základe hydrogeologických pomerov fluviaálne sedimenty v údolí Slanej rozčlenil Orvan (1969) na 3 úseky. Posledný úsek zobrazený na liste Košice zasahuje iba po obec Kráľ. Základné hydraulické parametre sú uvedené v tab. 13.

Tab. 13. Hydraulické parametre fluviaálnych sedimentov v povodí rieky Slaná.

Povrch. tok	Hodnotený úsek	Výdat. vrtov $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$	Merná výdat. $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$	Koeficient filtrácie $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	Index prietoch. Y	Trieda prietochnosti
Slaná	horný úsek po Brzotín	0,03 – 2,4	0,03 – 1,0	$3,8 \cdot 10^{-5} - 3,2 \cdot 10^{-4}$	5,4 – 7,0	II., vysoká III., stredná
	Brzotín – Bohúňovo	1,0 – 19,0	1,0 – 2,5	$4,0 \cdot 10^{-5} - 6,5 \cdot 10^{-3}$	7,0 – 7,4	I., veľmi vysoká
	Bohúňovo – Šafárikovo	2,0 – 18,0	3,0 – 11,0	$7,9 \cdot 10^{-4} - 4,0 \cdot 10^{-3}$	7,4 – 8,0	I., veľmi vysoká
	Šafárikovo – Lenartovce	10,0 – 25,0	1,0 – 17,0	$1,3 \cdot 10^{-5} - 5,9 \cdot 10^{-3}$	7,0 – 8,2	I., veľmi vysoká
	terasy od Gemerskej Panice po Kráľ	1,0 – 9,0	4,0 – 8,0	$4,5 \cdot 10^{-4} - 3,0 \cdot 10^{-3}$	7,6 – 7,9	I., veľmi vysoká
Muráň	Muráň – Revúca	4,0 – 13,0	–	$3,0 \cdot 10^{-3}$	–	–
	Revúca – Licince	0,1 – 3,5	0,1 – 3,5	$4,5 \cdot 10^{-6} - 5,3 \cdot 10^{-4}$	6,0 – 7,5	II., vysoká, I., veľmi vysoká
Štítnik	–	0,2 – 3,2	0,1 – 1,0	$7,7 \cdot 10^{-5} - 5,5 \cdot 10^{-4}$	6,0 – 7,0	II., vysoká
Turiec	Gemer. Panica – ústie do Slanej	0,2 – 3,0	–	$2,0 \cdot 10^{-5} - 2,5 \cdot 10^{-4}$	–	–
Blh	Drienčany – Rim. Seč	0,1 – 2,5	0,1 – 1,2	$1,6 \cdot 10^{-5} - 5,5 \cdot 10^{-4}$	6,0 – 7,0	II., vysoká
Rimava	riečna niva v Rimavskej kotline	1,0 – 9,0	–	$1,7 \cdot 10^{-4} - 1,3 \cdot 10^{-3}$	–	–
	terasy po oboch stranách nivy	1,0 – 5,0	–	$5,3 \cdot 10^{-5} - 8,9 \cdot 10^{-4}$	–	–

Horný úsek riečnej nivy Slanej sa vyznačuje vcelku malou hrúbkou fluviaálnych sedimentov, od 3,20 do 4,20 m, a tým aj malou hrúbkou zvodnených štrkovitých sedimentov, iba 1,0 až 2,0 m. Koeficient filtrácie sa pohybuje prevažne od $3,8 \cdot 10^{-5}$ do $3,2 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Výdatnosť vrtov je od 0,03 do 0,1 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Zodpovedá to značnému podielu ílovitej frakcie v štrkoch. Iba lokálne je výdatnosť vrtov až 2,4 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Úsek od Brzotína po Bohúňovo charakterizuje vyššia priepustnosť štrkopieskov. Hrúbka náplavov je dost nerovnomerná a pohybuje sa najčastejšie od 3,5 do 4,5 m, miestami 5,5 až 6,1 m (Brzotín a Slavec). Štrky sú hrubé priemerne 1,9 – 2,9 m, lokálne pri Slavci až 4,5 m, resp. pri Vidovej iba 1,0 – 4,5 m. Koeficient filtrácie sa pohybuje priemerne od $3,5 \cdot 10^{-4}$ do $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, v oblasti Brzotína $4,0 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Výdatnosť vrtov je iba 1,0 až 3,5 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Je to dôsledok malej hrúbky zvodnenej vrstvy. Anomálie predstavujú miesta s lokálne priepustnejšími štrkami, ktoré sú dotované prítokmi podzemnej vody z triasových vápencov a dolomitov Slovenského krasu. Koeficient filtrácie v týchto miestach sa pohybuje od 4,9 do $6,5 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a výdatnosť vrtov je 11,0 až 12,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Plešivec a Gombasek) a v oblasti Slavca až 19,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Úsek od Bohúňova po Lenartovce má najvhodnejšie podmienky na zvodnenie sedimentov v celom povodí Slanej. Riečne náplavy tu majú maximálnu hrúbku a veľmi dobré hydraulické vlastnosti. Od Bohúňova po Šafárikovo sú riečne náplavy pravidelne rozložené po celej šírke riečnej nivy. Ich základné hydrogeologické

parametre sú uvedené v tab. 13. Vrtmi je tu možné odoberať priemerne $6,0 - 9,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody, ale miestami, napr. pri Gemeri, až $10,0 - 18,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Od Šafárikova po Lenartovce sa fluviaálne sedimenty vyznačujú určitou diferenciaciou filtračných vlastností štrkov. Optimálne vlastnosti majú piesčité štrky na pravej strane riečnej nivy medzi Šafárikovom a Chanavou, kde riečne náplavy a štrky majú najväčšiu hrúbku, $7,5 \text{ m}$. Koeficient filtrácie je obvykle $2,0$ až $4,0 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. V niektorých úsekoch (Králík, riečka Ábovce – Lenartovce) v dôsledku zvýšenej prítomnosti jemnejších až hnilokalových sedimentov majú štrky zníženú priepustnosť. Vrtmi možno priemerne odoberať pri Stránskom a Ruminciach $10,0 - 15,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody a pri Chanave až $20,0 - 25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ z jedného vrtu.

Od Gemerskej Panice po Král je vyvinutý rozsiahly systém terás s hrúbkou zvodnených štrkov od $1,2$ do $4,0 \text{ m}$. Výdatnosť vrtov v nich je obvykle $1,0 - 5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, maximálne $7,0 - 9,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 13).

Z hydrogeologického hľadiska si pozornosť zasluhujú aj fluviaálne sedimenty pravostranných prítokov Slanej, a to Štítnika, Muráňa, Turca, Blhu a Rimavy. Ich základné hydrogeologické parametre sú v tab. 13.

Zvodnené štrkopiesky v riečnej nive **Štítnika** sú výrazne poznačené prítomnosťou ílovito-hlinitej frakcie. Celková hrúbka náplavov v hornej časti údolia je $3,7$ až $4,2 \text{ m}$ a hrúbka štrkov $1,5 - 3,0 \text{ m}$. Medzi Štítnikom a ústím do Slanej majú náplavy hrúbku $3,0 - 5,3 \text{ m}$ a hrúbka zvodnených štrkov nepresahuje $0,7 - 2,2 \text{ m}$, v oblasti Štítnika $2,6 - 3,9 \text{ m}$. Koeficient filtrácie je najčastejšie od $7,7 \cdot 10^{-5}$ do $5,5 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom vrty dosahujú výdatnosť od $0,2$ do $3,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Do fluviaálnych náplavov Štítnika prestupujú aj vody z triasových vápencov a dolomitov.

Vo fluviaálnych sedimentoch **Muráňa** možno vyčleniť dva úseky. V úseku Muráň – Revúca je hrúbka riečnych sedimentov $5,20 - 7,50 \text{ m}$. Výdatnosť vrtov je priemerne $4,0 - 6,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, miestami až $12,0 - 13,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, koeficient filtrácie je $3,0 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Od Revúcej po Licince sa celková hrúbka náplavov oproti hornému úseku znižuje na $3,0 - 5,0 \text{ m}$ a hrúbka zvodnených štrkov na $1,0 - 3,6 \text{ m}$. V porovnaní s horným úsekom je tu vyšší obsah ílovitej a hlinitkej frakcie, a preto koeficient filtrácie sa pohybuje od $4,5 \cdot 10^{-6}$ do $5,3 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Vrty overili výdatnosť $0,1 - 0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ojedinele do $3,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Jelšava).

V úseku Meliata – Bretka, t. j. pri vyústení Muráňa do údolia Slanej, sú fluviaálne sedimenty vyvinuté veľmi skromne.

Veľmi nepravidelný je vývoj fluviaálnych sedimentov v riečnej nive **Turca**. Je tu značná variabilita hrúbky sedimentov a ich filtračných parametrov. Väčšiu hrúbku majú náplavy v oblasti Ratková – Brusník, a to od $5,8$ do $8,0 \text{ m}$, pričom zvodnené, silne zahlinené štrky dosahujú hrúbku $3,0 - 4,5 \text{ m}$, čistejšie štrky iba $1,4 - 2,3 \text{ m}$. Priemerná výdatnosť vrtov je $0,2 - 0,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, lokálne do $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Ratková). V úseku Gemerská Ves – ústie do Slanej je hrúbka náplavov $3,1 - 5,0 \text{ m}$ a zväčšuje sa na $4,7 - 6,5 \text{ m}$, z toho hrúbka štrkov je $1,6 - 3,1 \text{ m}$. Miestami sú vrty negatívne a z priepustnejších štrkov je výdatnosť $0,5 - 2,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Fluviaálne sedimenty riečnej nivy **Blhu** majú priemernú hrúbku $4,0 - 5,4 \text{ m}$, v oblasti Drienčan do $7,20 \text{ m}$. Hrúbka zvodnených štrkov je $1,90$ až $3,20 \text{ m}$, koeficient filtrácie $1,6 \cdot 10^{-5} - 5,5 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Z jednotlivých vrtov je možné odoberať $0,1 - 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody, lokálne (Veľký Blh, Uzovská Panica) aj do $2,0$ až $2,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Orvan, 1973). Po oboch stranách Blhu od Veľkého Blhu smerom k ústiu do Slanej sú vyvinuté riečne terasy. Hrúbka zvodnených štrkov kolíše od $1,0$ do $3,0 \text{ m}$.

Na zmapované územie zasahuje iba malá časť riečnej nivy **Rimavy**, a to v úseku Rimavská Sobota – Rimavské Janovce. Priemerná hrúbka náplavov je $4,20 - 5,5 \text{ m}$, miestami až $6,40 - 6,80 \text{ m}$, hrúbka zvodnených štrkov kolíše od $1,60$ do $4,70 \text{ m}$. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od $1,0$ do $4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, lokálne $7,0$ až $9,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Rimavská Sobota). Koeficient filtrácie je $1,7 \cdot 10^{-4} - 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Údolie Rimavy z pravej strany v úseku Rimavská Sobota – Jesenské lemujú terasy väčšieho rozsahu. Hrúbka fluviaálnych sedimentov je veľmi premenlivá, aj ich litologické zloženie je nehomogénne. Vrty overili výdatnosť v priaznivejších úsekoch od $1,0$ do $5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Orvan, 1973). Koeficient filtrácie štrkov sa pohybuje v intervale $5,3 \cdot 10^{-5} - 8,9 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Na hodnotené územie čiastočne zasahuje hornou časťou aj riečna niva **Hrona** od prameňa po Pohorelú. Fluviaálne sedimenty dnovej výplne tvoria hlinité štrky. Ich hrúbka je $2,60 - 5,10 \text{ m}$. V oblasti Zlatna boli hydrogeologické vrty negatívne, v oblasti Pohorelej bola výdatnosť vrtu $0,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a koeficient filtrácie $1,6 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

4.3. Obeh a režim podzemnej vody

4.3.1. Nízke Tatry

Kryštalické bridlice a granitoidy sú nositeľom puklinových vôd. Medzi obomi skupinami hornín sú však rozdiely v charaktere rozpukania. Odráža sa to aj v ich zvodnení. Kryštalické bridlice sú zvodnené nízko. Ojedinelé pramene, ktoré z nich vyvierajú, majú výdatnosť menej ako $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. O celkove nízkom zvodnení kryštalických bridlíc a priepustnosti znižujúcej sa smerom do hĺbky svedčia banské diela v oblasti Vyšnej Boce (územie zobrazené na liste Banská Bystrica). Zo starých štôlní, hoci drénujú veľkú oblasť, vyteká iba $0,3 - 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody.

Na akumuláciu a obeh podzemnej vody sú relatívne priaznivejšie podmienky v granitoidných horninách, kde väčšia rozpukanosť a otvorenosť puklín umožňuje väčšiu infiltráciu zrážok. Prejavuje sa to vo väčšom množstve puklinových prameňov s výdatnosťou viac ako $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, prevažne však majú výdatnosť do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Granitoidy všeobecne zaujímajú nad kryštalickými bridlicami superpozíciu. Táto skutočnosť je z hydrogeologického hľadiska významná, lebo v dôsledku tektonického násunu granitoidov sa v ich bazálnych častiach vyvinuli tektonity charakteru mylonitov, pričom násunová plocha má prevažne subhorizontálnu orientáciu. Celý rad prameňov na južnom úpätí Kráľovej hole sa viaže na túto poruchu. Aj ďalšie pramene majú svoj obeh podzemnej vody viazaný na tektonické poruchy. Takéto pramene nachádzame na severných svahoch Andrejovej, Orlovej a Kráľovej hole. V oblasti sz. od Pohorelej vystupuje celý rad prameňov na poruchovej línii v smere SZ – JV. Výdatnosť týchto prameňov sa pohybuje okolo $0,1 - 0,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ojedinele okolo $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Prevažná časť zrážok v oblasti kryštalinika infiltruje do pokryvných kvartérnych sedimentov (kamenné moria, svahoviny, glaciálne sedimenty), ktoré majú miestami väčšie priestorové rozšírenie. Časť zrážok vyviera v podobe sutinových prameňov s výdatnosťou $1,0 - 5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, napríklad na severnom svahu Strednej hole, Orlovej, v závere Ždiarskeho potoka a na severných svahoch Nízkych Tatier. Časť zrážok sa akumuluje v kvartérnych sedimentoch a pomaly dotuje kryštalický podklad. V takomto prípade je výdatnosť prameňov z kryštalinika väčšia. Napríklad prameň na s. svahu Andrejovej (pr. č. 6) mal výdatnosť $2,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (vlhké obdobie) a pramene na s. svahu Kráľovej hole (pr. č. 39 a 38) dosahovali výdatnosť $2,5 - 5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Na severných svahoch Orlovej a Strednej hole glacigénne sedimenty vyplňajú hlboké doliny v kryštaliniku. Keďže tu sa sústredene odvodňujú celé priľahlé svahy kryštalinika, pramene vyvierajúce v týchto dolinách (pr. č. 32 a 31) dosahujú výdatnosť až $15,0 - 25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ v priamej závislosti od zrážok.

Na základe doterajších poznatkov možno uviesť, že podzemný odtok v masíve kryštalinika Nízkych Tatier je pomerne diferencovaný. Je to dôsledok rôznych podmienok jeho tvorby. V granitoidných horninách minimálny merný odtok podzemnej vody je $2 - 5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, priemerný odtok môže byť 5 až $8,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. V kryštalických bridliciach je minimálny merný odtok 1 až $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, priemerný merný odtok podzemnej vody je $4 - 6,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Dovina in Hanzel et al., 1990).

Ipolitická skupina hronika ako celok je pre vodu nepriepustná. Iba v miestach, kde sú mohutnejšie vrstvy pieskovcov a kremencov, ktoré sú často silne porušené, sú puklinové vody, no s lokálne obmedzenou cirkuláciou. Znižuje ju vzájomné striedanie pieskovcov s bridlicami. Puklinové vody zachytené vrtní v pieskovcoch a kremencoch sú obvykle artézské. Takýto vrt sa nachádza v údolí Dikule. Preliv na ústí vrtu je $0,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (vrt č. 1). Ďalší takýto vrt je pri Kvetnici vo vikartovskom chrbte. Do hĺbky $14,3 \text{ m}$ boli prevrtané bridlice a do hĺbky $35,0 \text{ m}$ strednozrné pieskovce, v ktorých bol zastihnutý artézsky horizont. Hladina sa ustálila v úrovni terénu. Výdatnosť vrtu pri znížení $14,8 \text{ m}$ bola $0,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Cabalová, 1972). V zóne povrchového rozvoľnenia hornín a zvetrávania je v pieskovcoch, kremencoch a paleovulkanitoch množstvo puklín, ktoré umožňujú plytkú cirkuláciu podzemnej vody. Vyviera z nich celý rad puklinových, vrstvomých a puklinovo-sutinových prameňov s výdatnosťou menej ako $0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Minimálny merný odtok podzemnej vody z týchto hornín podľa meraní v rokoch 1970 až 1972 v povodí Svidovského potoka sa pohyboval od $1,8$ do $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. V miestach, kde prevládajú bridlice nad ostatnými horninami, je merný odtok okolo $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Celkove je ipolitická skupina zvodnená nízko. Stredne zvodnené sú iba väčšie komplexy paleovulkanitov vystupujúcich na povrch. Pre vzájomné striedanie nepriepustných bridlíc s puklinovými pieskovecami, paleovulkanitmi, je v území veľmi nízka infiltrácia atmosférických zrážok. Preto tu prevláda povrchový odtok.

Hydrogeologicky najvýznamnejšiu štruktúru v Nízkych Tatrách predstavuje mezozoikum sekvencie Veľkého boku. Leží v nadloží nízko, resp. stredne zvodneného kryštalinika a monoklinálne upadá pod v podstate nepriepustné horniny ipoltickej skupiny. Hlbinný tektonický štýl umožnil vytvoriť z nej drenáž rozsiahlych oblastí, z južnej a západnej strany budovaných kryštalinikom. Ipolitická skupina obmedzujúca sekvencie Veľkého boku zo severu vytvára jej podzemnej vode nepriepustnú bariéru. Tieto vhodné geologické podmienky podmienujú vznik významnej akumulácie podzemnej vody v oblasti Liptovskej Tepličky až Hranovnického plesa.

Z hľadiska zvodnenia najvýznamnejší je komplex stredno- a vrchnotriasových dolomitov. Dolomitový komplex sa odvodňuje množstvom veľkých aj menších prameňov, ktoré vyvierajú vo forme vrstvomých, erozívnych, bariérových a puklinových prameňov, prevažne do povodia Čierneho Váhu a ojedinele do povodia Hornádu. Najvýznamnejšie pramene tejto štruktúry sú Teplička (č. 16), Macová (č. 18), Veľký Brunov (č. 36) a Malý Brunov (č. 35). Dnes sa vodohospodársky využívajú pre podtatranský a spišský skupinový vodovod. Ich výdatnosť je uvedená v tab. 14 (Hanzel et al., 1990).

Z ostatných prameňov veľkú výdatnosť dosahuje skupina prameňov v údolnej nive Čierneho Váhu. Majú charakter plošného vyvierania pri styku karbonátov skupiny Veľkého boku s ipoltickou skupinou. Najvýdatnejší z nich je prameň Rovienky (č. 33) v údolí Čierneho Váhu a prameň Pod sútokom (č. 17). Ich výdatnosť je uvedená v tab. 14.

Tab. 14. Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov štruktúry sekvencie Veľkého boku.

Č. pr.	Názov prameňa, lokalita	Obdobie pozorovania	Výdatnosť l . s ⁻¹			Q max Q min	Poznámky
			min.	max.	priem.		
36	Veľký Brunov, L. Teplička	1967 – 1971	41,5	200,3	–	4,8	nezachytený
		1992 – 1995	47,0	374,0	97,9	7,9	zachytený
35	Malý Brunov, L. Teplička	1967 – 1972	42,8	514,7	–	12,0	nezachytený
		1992 – 1995	45,4	320,0	131,0	7,0	zachytený
18	Macová, L. Teplička	1967 – 1972	54,3	275,0	–	5,0	nezachytený
		1992 – 1995	45,6	180,0	81,2	3,9	zachytený
16	Teplička – horný, L. Teplička	1967 – 1972	31,1	132,0	52,2	4,2	nezachytený
16	Teplička – dolný, L. Teplička	1967 – 1972	38,7	170,0	54,4	4,4	nezachytený
16	Teplička, L. Teplička	1992 – 1995	55,3	167,0	107,0	3,0	zachytený
17	Pod sútokom, L. Teplička	1971 – 1983	27,1	151,5	39,8	5,5	nezachytený
33	Rovienky, L. Teplička	1971 – 1983	31,6	103,0	47,6	3,2	nezachytený
45	Bystrá, Vikartovce	1981 – 1995	5,70	207,0	26,10	36,3	nezachytený
64	Hranovnické pleso, Hranovnica	1976 – 1988	11,2	410,0	52,4	36,6	nezachytený

Stupeň spoľahlivosti prameňov Q_{max} : výborný: 1,0 – 3,0; veľmi dobrý: 3,1 – 5,0; dobrý: 5,1 – 10,0; slabý: 10,1 – 20,0; zlý: Q_{min} 20,1 – 100,0; veľmi zlý: viac ako 100,0.

Ostatné pramene tejto skupiny majú výdatnosť nižšiu ako 7,0 l . s⁻¹. V údolí Čierneho Váhu vyvierajú erozívne pramene na sever od kóty Prašivok (č. 37) s výdatnosťou 7,0 – 10,0 l . s⁻¹ a skupina erozívnych prameňov medzi Veľkým a Malým Brunovom (od 1,5 do 5,0 l . s⁻¹). Obdobne v oblasti Ždiarskeho potoka a Podstrungy vyviera niekoľko erozívnych a puklinových prameňov s výdatnosťou od 1,0 do 12,0 l . s⁻¹.

Ďalšie dva výdatné pramene vyvierajú v povodí Hornádu. V údolí potoka Bystrá vyviera prameň Bystrá (č. 45) s priemernou výdatnosťou 26,10 l . s⁻¹ (tab. 14). Vyviera na styku dolomitov s keuperským súvrstvom. Dolomitový komplex ešte odvodňujú pramene termálnej vody na Hranovnickom plese (č. 64) s priemernou výdatnosťou 51,50 l . s⁻¹ a s teplotou vody 19,8 – 20,5 °C (tab. 14). Za ich infiltračnú oblasť považujeme triasové dolomity na svahoch medzi kótou Prostredný vrch a Človečia hlava, ktorá je bez prameňov. Dolomity sa na SV ponárajú pod ipoltickú skupinu. Ohriata podzemná voda vystupuje na povrch na tektonickom styku skupiny Veľkého boku a ipoltickej skupiny (Hanzel, 1974).

Okrem prameňov dolomitový komplex odvodňujú skryté prestupy podzemnej vody z karbonátového komplexu do povrchových tokov, a to najmä Čierneho Váhu, Ždiarskeho potoka a potoka Teplička. Túto podzemnú vodu zachytilo šesť hydrogeologických vrtov. Na vodohospodárske využitie sa z nich odporúča odoberať 224,0 l . s⁻¹ krasovo-puklinových vôd (Frankovič, 1984). Vrty sú súčasťou spomínaného skupinového vodovodu.

Hydrogeologicky menej zvodnené sú jurské vápence. V údolí Čierneho Váhu na styku liasových vápencov s keuperom vyviera pramenisko (č. 35) s výdatnosťou od 3,5 do 15,0 l . s⁻¹.

Z hydrogeologického hľadiska je veľmi významný tektonický styk skupiny Veľkého boku s ipoltickou skupinou. Jeho sklon sa pohybuje okolo 40 – 70° na sever, miestami je aj väčší. Spreádzajú ho tektonické vložky silne kavernózných dolomitov. V miestach, kde dolomity vystupujú na povrch alebo boli narezané potokmi, vyviera niekoľko väčších prameňov. Spomedzi nich na hodnotenom území je prameň č. 3.

Triasové dolomity sú teda hydrogeologicky najpriaznivejšie súvrstvie skupiny Veľkého boku. V komplexe dolomitov prevláda plytká cirkulácia po úroveň prameňov, a to vertikálna aj horizontálna. Len vo východnej časti skupiny Veľkého boku sa časť vôd podieľa na hlbinej cirkulácii, pri ktorej sa formuje termálna voda Hranovnického plesa. Podľa teploty možno predpokladať, že voda na svojej ceste zostupuje do hĺbky asi 550,0 až 600,0 m, čo zodpovedá tektonickým pomerom územia (Hanzel, 1974).

Podzemná voda všeobecne prúdi smerom na sever prevažne do údolia Čierneho Váhu, ktorý je erozívnou bázou územia. Preto podstatná časť vody sa odvodňuje v údolí Čierneho Váhu pri styku s nadložnou ipoltickou skupinou. Len vo východnej časti územia – východne od kóty Prostredný vrch – je smer prúdenia na východ.

Stálosť zdrojov puklinovo-krasových vôd odrážajúca hydrogeologický charakter karbonátov skupiny Veľkého boku v oblasti Liptovskej Tepličky je jasná z tabuľky 14.

V nej stupeň spoľahlivosti prameňov ukazuje celkové kolísanie výdatnosti prameňov. Majú prevažne veľmi dobrý až dobrý stupeň spoľahlivosti. Veľmi dobrý až dobrý stupeň spoľahlivosti prameňov charakterizuje komplex dolomitov ako celok, ktorý vyrovnáva podzemný odtok. Je to spôsobené tým, že v komplexe ide o kombináciu puklinovej priepustnosti s krasovou. To priaznivo ovplyvňuje jeho vyrovnávajúcu schopnosť v porovnaní s prostredím s čisto krasovou priepustnosťou. Obdobie poklesu výdatnosti prameňov z maxima na minimum, resp. vyprázdňovanie zásob podzemnej vody trvá niekoľko mesiacov (obr. 6). Svedčí to o dobrej retenčnej schopnosti dolomitového komplexu.

Meranie v prietoku v suchom období august – september 1967 dokumentoval prestupy povrchovej vody privádzanej z prilahlých svahov kryštalinika do dolomitového komplexu. Povrchová voda z tokov sa odvádza do dolomitového komplexu buď priamo ponormi na styku kryštalinika a karbonátového komplexu, a to v Ždiarskej doline na sever od kóty Andrejcová, v údolí Zatračany či ponorom na severnom svahu kóty Prašivok (1 329,0), alebo aj pozvoľným úbytkom z Čierneho Váhu severne od kóty Prašivok, z potoka Veľký Brunov od kryštalinika až po sútok s Čiernym Váhom a v niekoľkých úsekoch aj zo Ždiarskeho potoka.

Podľa orientačného bilančného hodnotenia štruktúry skupiny Veľkého boku na ploche 90,2 km², z čoho na silne zvodnené karbonáty triasu pripadá iba 42,4 km², v rokoch 1970 – 1972 bol priemerný odtok podzemnej vody z územia 1 673,0 l . s⁻¹.

Minimálny merný odtok podzemnej vody v tomto období sa pohyboval od 7,4 do 10,1 l . s . km⁻² (Hanzel, 1973). Bilančné hodnotenie poukazuje na vysokú retenčnú schopnosť dolomitového komplexu. Svedčí o tom aj pozvoľné vyčerpávanie množstva podzemnej vody trvajúce prakticky od mája do marca. Prejavuje sa pozvoľným klesaním výtokovej čiary, ktorá býva modifikovaná zvýšenými letnými zrážkami.

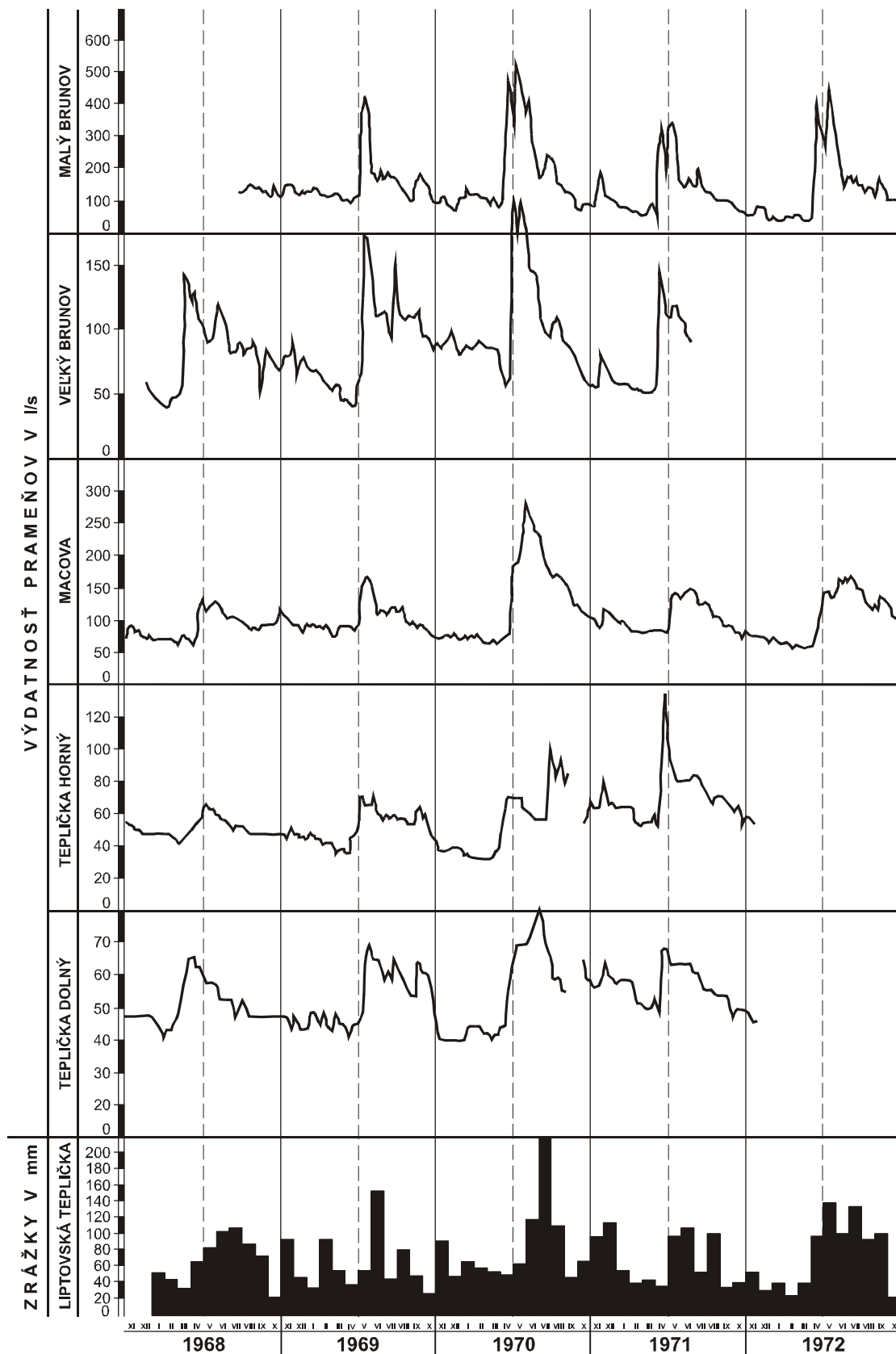
4.3.2. Hornádska kotlina a Šarišská vrchovina

V horninách vnútrokarpatského paleogénu Hornádskej kotliny a Šarišskej vrchoviny obeh podzemnej vody v bazálnych a flyšových sedimentoch je rozdielny. Bazálne súvrstvie, ktoré leží prevažne na karbonátoch mezozoika, sa vyznačuje puklinovou až krasovo-puklinovou priepustnosťou s obehom podzemnej vody viazaným na pukliny zvetrávania a tektonické pukliny. Spolu s horninami podložného mezozoika tvoria jednotné hydrogeologické štruktúry.

Hornádska kotlina

Bazálne súvrstvie v Hornádskej kotline sa odvodňuje celým radom bariérových prameňov, ktoré sa nachádzajú na styku s ilovcovým, resp. pieskovecovo-ilovcovým súvrstvom, a puklinovými prameňmi, ktoré sú vnútri komplexu. Ich výdatnosť sa pohybuje maximálne do 2,0 l . s⁻¹ (prameň č. 177 v Chrasti nad Hornádom). Ďalšiu časť vody denuduje rieka Hornád, ktorá vo východnej časti kotliny tečie prevažne v horninách bazálneho paleogénu. Predpokladáme, že časť vody za určitých hydraulických podmienok môže prestupo-

vať pod flyšové sedimenty kotliny. Hlavným hydrogeologickým kolektorom vo flyšových sedimentoch, v ktorom sa realizuje obeh podzemnej vody, je pripovrchová zóna. Tvorí ju zvetraninový plášť zóny zvetrávania a povrchového rozvoľnenia. Dosahuje hrúbku asi 30,0 až 50,0 m. Prevažná časť infiltrovanej zrážkovej



Obr. 6. Graf kolísania výdatnosti prameňov sekvencie Veľkého boku (Hanzel, 1974).

vody odteká viac-menej konformne s povrchom terénu v malej hĺbke pod povrchom, a to sčasti ako súčasť prvého zvodneného kolektora, sčasti však aj v podobe hypodermického odtoku laterálne v tesnej blízkosti povrchu terénu v nedokonale nasýtenom pásme nad súvislou hladinou prvého kolektora. Na strmších svahoch sa pripovrchová zóna najmä na svojom vrchnom, najpriepustnejšom úseku po porušení napájania zrážkovou vodou veľmi rýchlo odvodní a hladina prvej zvodne poklesne do výrazne menej priepustných partií horninového masívu. Pohyb hladiny podzemnej vody v pripovrchovej zóne s exponenciálnym poklesom priepustnosti a prietochnosti s hĺbkou je príčinou značnej rozkolísanosti odtoku z územia. Súvisí to s prudkým znížením efektívnej prietochnosti horninového masívu v bezzrážkových oblastiach (Jetel, 1990).

Najväčšia časť podzemnej vody odtekajúcej v pripovrchovej zóne prechádza do povrchového odtoku prostredníctvom rozptýleného prestupu do kvartérnych náplavov a povrchových tokov.

Významné pramenné línie v Hornádskej kotline možno sledovať tam, kde v dolných úsekoch svahov vychádza na povrch báza bielopotockého súvrstvia. Je to tak napríklad pri v. úpätí Medvedích chrbtov na Z od Spišského Hrhova a Domaňoviec. V slabo rozčlenených vnútorných úsekoch kotliny budovaných ílovcovým a pieskovcovo-ílovcovým súvrstviem sú pramenné vývery zriedkavé. Charakteristickým javom sú pomerne výdatné pramene, dotované na poruchových pásmach z nadložných alebo podložných litostratigrafických členov. Také sú napríklad pramene v Kravanoch vyvierajúce v ílovcovom súvrství, ale napájané po zlomoch z podložného bazálneho súvrstvia, alebo prameň pri Iliášovciach, dotovaný zrejme po zlomoch z nadložného pieskovcového súvrstvia.

Priemerná výdatnosť prameňov Hornádskej kotliny je pomerne nízka. Pomerne hojné sú pramene s priemernou výdatnosťou v rozpätí $0,05 - 0,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, zriedkavo sa vyskytujú pramene s priemernou výdatnosťou viac ako $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Šarišská vrchovina

Bazálne súvrstvie v Šarišskej vrchovine vystupuje v jej južnej časti. V úseku Hrabkov – Drienovská Nová Ves je bazálne súvrstvie v karbonatickom vývoji. Odvodňuje ho celý rad bariérových prameňov, ktoré sú vnútri bazálneho súvrstvia alebo na styku s ílovcovým (hutianskym) súvrstviem. Najvýznamnejšie z nich sú pramene v Hrabkove s výdatnosťou $4,6 - 56,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Ďalšou formou odvodňovania bazálneho súvrstvia je skrytý prestup podzemnej vody do povrchového toku. Najväčší takýto prestup sa zistil na povrchovom toku rieky Svinka v úseku južne od obce Radačov. V úseku budovanom bazálnym súvrstviem a mezozoikom Čiernej hory sa tam zistil skrytý prestup podzemnej vody do povrchového toku s výdatnosťou $81 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Chochol et al., 1984).

Bazálne súvrstvie smerom dovnútra Šarišskej vrchoviny pozvoľna prechádza do ílovcovej a pieskovcovo-ílovcovej litofácie. Na povrch vystupuje v pruhu severne od Hrabkova cez Ovčie, Víťaz, Široké až po okrajový zlom s Braniskom. Druhý výskyt tvorí pruh medzi Prešovom a Chminianskou Novou Vsou. Tieto súvrstvia ako celok sa vyznačujú puklinovou priepustnosťou, viazanou na pripovrchovú zónu. Dokumentuje to nízka výdatnosť prameňov a výdatnosť hydrogeologických vrtov, kde sa zistilo, že v závislosti od hĺbky vrtu klesá prietochnosť. Čerpacími skúškami sa overilo, že najviac prítokov podzemnej vody do vrtu je do hĺbky asi 30 m. Znamená to, že cirkulácia podzemnej vody prebieha viac-menej konformne s povrchom terénu v malej hĺbke pod povrchom. Súvrstvia ako celok tvoria relatívne nepriepustné podložie nadložného pieskovcového súvrstvia. Podzemná voda vystupuje na povrch vo forme druhotne sutinových prameňov alebo skryto sa rozptyľuje do povrchových tokov. Výdatnosť prameňov býva do $0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Iba v miestach, kde pieskovce dosahujú väčšiu hrúbku, resp. hrubší zvetraninový plášť, sa odvodňujú prameňmi s výdatnosťou do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Pieskovcové súvrstvie buduje podstatnú časť Šarišskej vrchoviny. Vyznačuje sa značnou litologickou pestrťou. Konglomerátový vývoj predstavuje typické okrajové fácie, ktoré smerom do panvy prechádzajú do pieskovcovej fácie.

Obeh podzemnej vody v pieskovcovom súvrství, ktoré leží na relatívne nízkom priepustnom ílovcovom, resp. pieskovcovo-ílovcovom súvrství, sa viaže najmä na pripovrchovú zónu. Odvodňovanie prebieha formou prameňov, ktoré vyvierajú na styku s podložnými litofáciami alebo vnútri komplexu s výdatnosťou do $0,5$ až $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Prevažná časť podzemnej vody rozptýlene prestupuje do povrchových tokov. Takéto prestupy sa zistili v oblasti Hendrichoviec, Chminianskej Novej Vsi, Radatic a pod obcou Ľubovček.

Ďalšia časť infiltrovanej zrážkovej vody sa podieľa na hlbšom obehu, najmä tam, kde je územie postihnuté germanotypnou tektonikou. Na križovaní tektonických línií a na miestach, kde sa stýkajú bloky s rozdielnou mobilitou, sa vytvárajú zóny zvýšenej puklinovitosti. Po nich prebieha živšia cirkulácia podzemnej vody a zároveň tvoria výstupnú cestu pre uhličitú minerálne vody. Dôkazom toho je výdatnosť hydrogeologických vrtov situovaných na týchto poruchových zónach. Napríklad Neupauer (1990) z pieskovcového súvrstvia v susedných Levočských vrchoch, kde sa realizovalo viac vrtov, uvádza výdatnosť (voľný preliv) 0,2 až 13 l . s⁻¹. Skoro vo všetkých vrtoch sa zistili prítoky podzemnej vody aj v hĺbke viac ako 50 m.

Pri celkovom hodnotení obehu podzemnej vody môžeme konštatovať, že paleogénne sedimenty Hornádskej kotliny a Šarišskej vrchoviny sa vyznačujú plytkým obehom podzemnej vody viazaným najmä na pripovrchovú zónu. V priebehu hydrologického roku je maximálny odtok v jarých mesiacoch, v čase roztápania snehu. Podružné maximá nastávajú v letných mesiacoch v čase väčšej zrážkovej činnosti. Pokles odtoku z maxima na minimum je pomerne rýchly. Svedčí to o nie najlepšej retenčnej schopnosti paleogénnych sedimentov. Minimálny odtok podzemnej vody je v jesenných a prevažne v zimných mesiacoch. Priemerný merný odtok podzemnej vody je zhruba 2,0 l . s⁻¹ . km⁻².

4.3.3. Branisko

Podstatnú časť pohoria Branisko budujú horniny, ktoré charakterizujeme ako hydrogeologický masív. Zahŕňame sem horniny kryštalinika s rozličnými typmi kryštalických bridlíc, ako aj horniny mladšieho paleozoika. Ako hlavný kolektor tu pôsobí zóna zvetrávania a pripovrchového rozvoľnenia hornín. Siahajú do hĺbky asi 30 až 50 m. So zväčšujúcou sa hĺbkou sa roztvorenie puklín znižuje a tým sa znižuje aj priepustnosť. Z hydrogeologického hľadiska okrem puklín pripovrchového rozvoľnenia masívu sú významné aj tektonické pukliny. Hydrogeologický význam starších predalpínskych zlomových štruktúr stiera mladšia tektonika alpínskeho orogénu. Pozdĺžne tektonické systémy sú viac zopnuté a často sa na ne viaže mylonitizácia. V dôsledku toho sú menej priepustné. Priepustnejšie sú priečne pukliny, akými sú mladšie popaleogénne zlomy ssv.-jjz. a ssz.-jjv. smeru. Vnútri pohoria však prevláda sv.-jz. smerovanie tektonických porúch (Frankovič, 1975), ktoré sleduje aj väčšina povrchových tokov v kryštaliniku. Priečna tektonika je však vyvinutá slabšie, a preto nie je podmienený intenzívnejší obeh podzemnej vody. Preto je oblasť celkovo bez prameňov a zrážky sa odvádzajú vo forme povrchového odtoku. Svedčia o tom aj výsledky merania prietoku v kryštaliniku s minimálnymi skrytými prestupmi podzemnej vody do povrchových tokov. Obeh podzemnej vody v takýchto podmienkach je rýchly a výdatnosť ojedinelých prameňov veľmi nízka a priamo závislá od veľkosti zrážok (Malík a Lánczos, 1993).

Z hľadiska zdrojov vody sú v pohorí Branisko priaznivejšie dolomity a vápence stredného a vrchného triasu. Tie však majú aj najzložitejší obeh podzemnej vody. Úzky pruh karbonátov križňanského príkrovu, tzv. harakovská hydrogeologická štruktúra, má rozlohu iba 3,05 km². Tvorí však iba málo hrubý komplex na prevažne permskom alebo spodnotriasovom podklade. Preto vo väčšej časti štruktúry nie sú podmienky na akumuláciu väčšieho množstva podzemnej vody. Voda ihneď po infiltrácii zrážok odteká po slabo priepustnom podloží a odvodňuje štruktúru najmä v oblasti toku Veľká Svinka. Frankovič (1975) meraním prietoku zistil skryté prestupy podzemnej vody do toku Veľká Svinka v objeme 8,4 l . s⁻¹. Priaznivejšie podmienky na akumuláciu podzemnej vody sú až v jadre synklinálnej štruktúry neďaleko od obcí Dúbrava a Harakovce. Vyvierajú tu dva väčšie pramene, a to prameň v Dúbrave (č. 220; podľa meraní SHMÚ má pomerne ustálenú výdatnosť, od 7,1 do 8,2 l . s⁻¹) a menší bariérový prameň pri Harakovciach s výdatnosťou okolo 1,0 l . s⁻¹. Ostatné pramene majú výdatnosť nižšiu ako 1,0 l . s⁻¹. Malík a Lánczos (1993) z tejto štruktúry karbonátov uvádzajú merný odtok podzemnej vody 6,8 l . s⁻¹ . km⁻². Pretože podstatnú časť štruktúry tvoria dolomity, nie je predpoklad na vytváranie krasovo-puklinovej priepustnosti. Infiltrovaná voda odteká rýchlo a nesústreďuje sa k okrajom štruktúry, kde sú väčšie vývery. Tie sa už vodohospodársky využívajú na lokálne zásobovanie.

4.3.4. Čierna hora

Na geologickej stavbe pohoria sa významnou mierou podieľajú horniny kryštalinika – granity až granodiority a kryštalické bridlice. Charakterizujeme ich ako hydrogeologický masív, kde hlavný kolektor je pripovrchová zóna rozvoľnenia a zvetrávania siahajúca do hĺbky 30 až 50 m. Obdobne ako v Branisku

Frankovič (1981) predpokladá, že pozdĺžne tektonické poruchové pásma sú viac zopnuté a často sa na ne viaže mylonitizácia. V dôsledku toho sú menej priepustné. Významnejšie a priepustnejšie sú priečne pukliny.

V horninách kryštalinika bolo dokumentovaných celkove 77 prameňov, prevažne sutinových a sutinovo-puklinových. Ich výdatnosť sa pohybuje okolo $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Zakovič a Bodiš, 1999), ojedinele aj viac než $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Časť týchto prameňov v čase sucha zaniká.

Ako hydrogeologický masív charakterizujeme aj horniny mladšieho paleozoika veporíd a gemeríd. Obeh podzemnej vody v týchto podmienkach je plytký, rýchly, výdatnosť prameňov je nestála, závislá od veľkosti zrážok. Pramene majú výdatnosť okolo $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Tento súbor hornín plní prevažne funkciu usmerňovateľa a cirkulácie podzemnej vody nadložných triasových karbonátov. Na ich styku vznikajú vývery podzemnej vody vo forme vrstvových alebo bariérových prameňov. Významná skupina takýchto prameňov je v Črnel'skej doline.

Najväčšie plošné rozšírenie spomedzi hornín mezozoika majú dolomity stredného a vrchného triasu s puklinovou až krasovo-puklinovou priepustnosťou. Sú významným kolektorom podzemnej vody. Ostatné litofaciálne členy, s výnimkou jury, vzhľadom na svoje malé plošné rozšírenie a litologické zloženie sú z hydrogeologického hľadiska málo významné.

Spodnú časť mezozoického komplexu tvoria súvrstvia kremencov a pieskovcov s vložkami bridlic (lúžňanské súvrstvie). Pramene vyvierajúce z tohto súvrstvia majú výdatnosť do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Nie sú tu vytvorené podmienky na výdatnejšie sústredené vývery.

Karbonátový komplex triasu prevažne ramsauských dolomitov vystupuje na severných svahoch Čiernej hory od Hrabkova po Drienovskú Novú Ves a ďalej od Lemešian po Družstevnú pri Hornáde. Medzi Hrabkovom a Ruskými Peľanmi ramsauské dolomity spolu s borovským súvrstvom paleogénu vytvárajú významnú hydrogeologickú štruktúru so sklonom pod flyšové súvrstvie paleogénu Šarišskej vrchoviny. Obeh a akumuláciu podzemnej vody v tejto štruktúre ovplyvňuje poloha dvoch erozívnych úrovní, t. j. dna údolia Sopotnice a Svinky (Zakovič a Bodiš, 1999). Časť podzemnej vody vystupuje vnútri komplexu vo forme puklinových, vrstvových alebo bariérových prameňov na styku s flyšovým súvrstvom paleogénu. Medzi najvýznamnejšie pramene v štruktúre patrí prameň Teplica v Hrabkove (č. 251) s výdatnosťou $1,4 - 39,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ďalšie dva pramene v Lubovci a Miklušovciach s výdatnosťou $0,6 - 5,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a pramene západne od Klenova na tektonickom styku dolomitov s flyšovým súvrstvom paleogénu a mladším paleozoikom s výdatnosťou od $0,4$ do $27,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Ostatné pramene zo štruktúry nedosahujú výdatnosť $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Frankovič (1974) uvádza z plochy $38,4 \text{ km}^2$, čo je povodie Sopotnice, merný odtok podzemnej vody iba $4,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Časť podzemnej vody skryto prestupuje do povrchových tokov, ale značná časť po tektonických poruchách prestupuje z doliny Sopotnice smerom na SV, pričom časť sa odvodňuje do medzipovodia Svinky. Potvrdzujú to hydrogeologické vrty, ktoré dokumentovali $48,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody (Cibuľka, 1991).

Ramsauské dolomity medzi Ružinom a Malou a Veľkou Lodinou vytvárajú hydrogeologickú štruktúru Holice s rozlohou $7,8 \text{ km}^2$. Zo štruktúry vyviera celkove 18 prameňov. V roku 1994 bola ich sumárna výdatnosť $17,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Zakovič a Bodiš, 1999). Časť podzemnej vody skryto prestupuje do povrchových tokov Malý a Veľký Ružínok.

V juhovýchodnej časti Čiernej hory v oblasti Kysaku ramsauské dolomity vytvárajú štruktúru s rozlohou $7,8 \text{ km}^2$. Odvodňuje sa formou vrstvových prameňov na styku s nepriepustným súvrstvom spodného triasu, resp. horninami paleozoika s celkovou výdatnosťou $3,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. K významnejším prameňom patria pramene pri Veľkej Lodine s celkovou výdatnosťou $4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a zachytené pramene pri Kysaku s výdatnosťou $0,7$ až $26,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Ramsauské dolomity vystupujú na povrch aj v oblasti Kavečian a Sokol'a, kde s vápencami jury vytvárajú hydrogeologickú štruktúru s rozlohou $7,8 \text{ km}^2$. Odvodňuje sa formou prameňov na kontakte s nepriepustným súvrstvom mladšieho paleozoika. K najvýznamnejším prameňom patrí prameň Pstružník 1, 2 (č. 271) pri Kavečanoch s výdatnosťou od $1,4$ do $4,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a pri Sokoli (č. 270) s výdatnosťou $0,5 - 6,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Triasové karbonáty vystupujú po ľavej strane Hornádu medzi obcami Kysak a Malá Vieska s rozlohou $6,5 \text{ km}^2$. Z východnej strany sú prekryté sedimentmi neogénu Košickej kotliny. V celej tejto štruktúre nebol dokumentovaný žiadny významnejší prameň. Predpokladá sa, že infiltrované zrážkové vody tejto štruktúry prestupujú pod neogénne sedimenty Košickej kotliny. Vrt pri Lemešianoch tam zastihol pod sedimentmi neogénu triasové karbonáty. Časť podzemnej vody však môže prestupovať aj vo forme rozptýlených prírónov do fluviálnych sedimentov Hornádu.

Relatívne dobrý kolektor podzemnej vody v Čiernej hore sú aj karbonáty jury, najmä vápence vystupujúce v pruhu od Kavečian po priehradu Ružín a na sz. okraji pohoria v oblasti obce Hrabkov. V južnej časti pohoria v oblasti Črmeľskej doliny jurské vápence spolu s dolomitmi triasu vytvárajú hydrogeologickú štruktúru. Časť jej podzemnej vody sa odvodňuje bariérovými prameňmi na styku s fylitmi črmeľskej skupiny gemerid. Je tu zachytených 28 prameňov (Zakovič a Bodiš, 1999) a využívajú sa na zásobovanie Košíc. V roku 1995 sa z prameňov odobralo 35,0 l . s⁻¹ podzemnej vody. Južne od obce Hrabkov sú jurské vápence vo forme puklinových prameňov. Najväčšiu výdatnosť z nich, 1,5 l . s⁻¹, dosahuje dnes už využívaný prameň č. 250.

O niečo odlišnejší je obeh podzemnej vody v strednotriasových vápencoch a dolomitoch v sv. časti Volovských vrchov medzi obcami Kojšov a Opátka na ploche asi 12,0 km². Ich podložie tvorí relatívne nepriepustné paleozoikum. Karbonáty majú puklinovo-krasovú priepustnosť a prevláda v nich plytký obeh podzemnej vody. Všetka podzemná voda sa odvodňuje puklinovými a erozívnymi prameňmi. Z nich jedine prameň č. 256 má výdatnosť okolo 2,0 l . s⁻¹, ostatné majú nižšiu. Podstatnú časť vody zrejme drénujú povrchové toky, ktoré naprieč prerezávajú karbonátový komplex.

4.3.5. Muránska planina

Muránska planina ako celok je uzavretá hydrogeologická štruktúra. Mohutná mezozoická karbonátová kryha leží na kryštaliniku a na horninách paleozoika a spodného triasu. Sú veľmi slabo priepustné až nepriepustné. Táto štruktúra má svoj vlastný hydrogeologický režim, ktorý podľa Kullmana st. (1980) závisí v hlavnej miere od rozdielnosti hydrogeologického charakteru jednotlivých súvrství, od morfológie nepriepustného podložného spodnotriasového súvrstvia a zlomovej tektoniky, najmä na okrajovom muránskom zlome a s ním súbežnom paralelnom zlome sv.-jz. smeru prebiehajúcim vnútri planiny.

Na nepriepustnom komplexe hornín, ktoré tvoria spodnú časť príkrovovej trosky Muránskej planiny, leží zvodnená kryha triasových karbonátov vlastnej hydrogeologickej štruktúry s rozlohou 126,1 km². Tak vo svojom podloží, ako aj na celom obvode je izolovaná nepriepustnými horninami. Vlastná kryha karbonátov vytvára jeden zvodnený kolektor s variabilnou hrúbkou od 500,0 do 1 500,0 m. Má generálny sklon na JV. To podmienilo, že podstatná časť jej podzemnej vody sa odvodňuje pri jej jv. okraji na nepriepustnej bariére tvorenej kryštalinikom za muránskym zlomom. Podzemná voda tu vystupuje v oblasti medzi Tisovcom a Červenou skalou v 11 významných krasových prameňoch. Severná časť štruktúry sa odvodňuje do povodia Hrona vo forme siedmich väčších krasových prameňov a tiež vo forme skrytých prestupov do Hrona a jeho ľavostranných prítokov. Vývery krasových podzemnej vody zo štruktúry karbonátov zobrazenej na mapovom liste Košice môžeme rozčleniť na tri oblasti:

- a) krasové vody vystupujúce na muránskej zlomovej línii,
- b) krasové vody vystupujúce do údolia Hrona zarezaného do krasového komplexu v severnej časti Muránskej planiny medzi Švermovom a Zlatnom,
- c) krasové vody vystupujúce v hornom toku Hronca (ľavostranného prítoku Hrona).

Výdatnosť najvýznamnejších prameňov podľa meraní SHMÚ je uvedená v tab. 15.

Na muránskej zlomovej línii vystupuje skupina siedmich významných prameňov. Sú to dva pramene medzi Muráňom a Tisovcom (č. 10 a 11), dnes už vodohospodársky využívané, s priemernou výdatnosťou 59,1, resp. 132,0 l . s⁻¹, pramenisko v obci Muráň (č. 8) s priemernou výdatnosťou 42,9 až 143,0 l . s⁻¹, prameň Pod hradom (č. 27) s priemernou výdatnosťou 236,0 l . s⁻¹ sv. od obce Muráň, prameň medzi Muráňom a Muránskou Hutou (Biela voda č. 26) s priemernou výdatnosťou 16,8 l . s⁻¹, prameň Babička (č. 25) nad Muránskou Hutou s priemernou výdatnosťou 8,2 l . s⁻¹ a prameň Pri močiari (č. 9) s priemernou výdatnosťou 16,7 l . s⁻¹. Ďalšia časť podzemnej vody sa odvodňuje ešte povrchovým tokom Hrdzavá.

Do údolia Hrona vystupuje významná vyvieracia (č. 41) asi 2,5 km sv. od Červenej skaly pri sv. okraji štruktúry karbonátov. Prameň má priemernú výdatnosť 185,7 l . s⁻¹. Čiastočne ho dopĺňa voda ponoru a povrchového toku Dlhej doliny. Od tohto prameňa po toku Hrona až po Zlatno evidujeme prevažne prírastky z oboch strán prostredníctvom povrchových tokov, prameňov a skrytých prestupov. Z pravej strany je to celý rad prameňov so sumárnou výdatnosťou v obdobiach minima vyše 60 l . s⁻¹. Je to najmä prameň v záreze železnice (č. 40) s výdatnosťou 30 – 40 l . s⁻¹ a prameň Pri strážnom domčeku (č. 22). Z ľavej strany okrem skrytých prestupov podzemnej vody priberá Hron aj vodu dvoch prameňov (č. 23) v. od Zlatna so spoločnou

výdatnosťou 72,5 až 318,0 l . s⁻¹ s nevyjasneným vzťahom k povrchovej vode Hrona. Okrem týchto prameňov oblasť odvodňuje aj prameň Havraník (č. 24) na sz. okraji asi 2 km jz. od Zlatna s výdatnosťou od 14,2 do 758,0 l . s⁻¹.

V hornom toku Hronca vystupuje významný prameň asi 7,5 km jv. od Závadky (19,0 – 276,0 l . s⁻¹). Okrem tohto prameňa je dokumentované aj odvodňovanie skrytým prestupom do povrchového toku Hronca, ale už mimo zmapovaného územia.

Tab. 15. Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov Muránskej planiny.

Č. pr.	Názov prameňa, lokalita	Obdobie pozorovania	Výdatnosť l . s ⁻¹			Q _{max} Q _{min}
			min.	max.	priem.	
25	Bobačka, Muráň	1958 – 1972	0,0	291,0	8,2	–
		1992 – 1995	8,4	734,6	48,8	86,6
26	Biela voda, Murán. Huta	1965 – 1977	1,4	234,0	16,8	167,1
		1992 – 1995	1,0	499,6	14,3	466,9
27	Pod hradom, Muráň	1955 – 1972	0,0	3 572,0	236,0	–
		1992 – 1995	60,0	8 082,0	380,5	134,4
8	Pastovník, Muráň	1965 – 1972	55,6	946,0	143,0	17,0
		1992 – 1995	43,3	1 552,0	196,5	35,8
8	V obci, Muráň	1965 – 1972	0,0	672,0	54,0	–
		1992 – 1995	0,0	1 813,0	151,1	–
8	Dovalka, Muráň	1965 – 1972	6,6	155,0	–	23,4
		1992 – 1995	0,0	582,0	42,9	–
9	Pri močiari, Muránska Lehota	1967 – 1972	2,7	197,0	16,7	72,9
		1992 – 1995	2,5	246,1	37,7	98,4
10	Vyvieracia 1 (dolná), Muráň	1955 – 1972	0,5	1 215,0	132,0	2 430,0
		1992 – 1995	23,3	2 158,0	158,8	92,6
11	Vyvieracia 2 (horná), Muráň	1956 – 1966	27,0	232,0	–	8,6
		1992 – 1995	19,9	191,8	59,1	9,6
–	Brúsik, dol. Hrdzavka	1992 – 1995	1,5	183,0	– 12,3	118,8
24	Havraník, Zlatno	1969 – 1970	14,2	758,0	–	53,3
41	Vyvieracia pod viaduktom, Červ. skala	1971 – 1979	109,0	240,0	185,7	2,2
22	Pri strážnom domčeku, Zlatno	1967 – 1974	3,6	83,1	–	23,0
23	Teplica 1, Zlatno	1967 – 1970	53,4	200,0	–	3,7
23	Teplica 2, Zlatno	1967 – 1970	19,1	118,0	–	6,1

Spôsob odvodňovania dokumentuje usmernenie obehu krasových vôd do jednotlivých oblastí. Z hľadiska odvodňovania najvýznamnejšia je muránska zlomová línia. Odvodňovanie podmieňuje najmä bariéra, ktorú predstavuje komplex kryštalinika. Veľký význam má aj sklon prevažnej časti podložia na JV a podružný zlom, rovnobežný s muránskym zlomom vnútri Muránskej planiny. Medzi týmito zlomami poklesávajú karbonatické súvrstvia. Územie medzi zlomami hrá do určitej miery funkciu drenážneho a akumuláčného priestoru. Nutným predpokladom významného odvodňovania krasových vôd do Hrona je elevácia podložia v oblasti západne, resp. severozápadne od Muránskej Huty. Odvodňovanie pri sz. okraji je iba podružné a je odrazom iba lokálnych deformácií podložia.

Na základe sústavného pozorovania možno pramene charakterizovať veľkými rozdielmi medzi maximálnou a minimálnou výdatnosťou, t. j. ako pramene prevažne so zlým až veľmi zlým stupňom spoľahlivosti. Výdatnosť prameňov je veľmi variabilná a v závislosti od zrážok môže výrazne kolísať vo veľmi krátkych intervaloch (Lukaj et al., 1997).

Kullman (1980) na základe hydrologickej bilancie za obdobie 1971 – 1979 dokumentoval, že na podzemnom odtoku sa podieľa 25,1 – 50,8 % zrážkových vôd. Merný odtok podzemnej vody z karbonátov v jednotlivých rokoch sa pohyboval od 5,5 do 17,4 l . s⁻¹ . km⁻². Toto hodnotenie odráža veľký rozkyv merného odtoku podzemnej vody. Je to odraz najmä rozsiahleho skrasovatenia a tým aj zlej vyrovnávacej a akumuláčnej schopnosti tohto karbonatického komplexu.

4.3.6. Slovenský raj

Komplikované geologicko-tektonické, morfoštruktúrne a klimatické pomery, ktoré podmieňujú rozdielnosť infiltračných podmienok, akumulčných možností a odtokových pomerov, predurčili zložitosť hydrogeologických pomerov Slovenského raja. Na základe prác Kullmana et al. (1980, 1985) a Šalagovej et al. (1998) bolo v pohorí vyčlenených 5 hydrogeologických štruktúr. Na základe výsledkov z hydrogeologickej bilancie však nie je možné vylúčiť určité vzťahy medzi podzemnou vodou jednotlivých štruktúr. Výrazné rozdiely sú medzi severnou časťou regiónu, odvodňovanou do Hornádu, a južnou časťou, odvodňovanou do rieky Hnilec. Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov odvodňujúcich jednotlivé štruktúry je v tab. 16.

Tab. 16. Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov v Slovenskom raji.

Štruktúra	Číslo prameňa	Názov prameňa, lokalita	Obdobie pozorovania	Výdatnosť l . s ⁻¹			Q _{max} Q _{min}	
				min.	max.	priem.		
Vernársky pruh	46	Zadná dolina 1, Telgárt	1975 – 1997	9,67	488,0	–	50,4	
	46	Zadná dolina 2, Telgárt	1975 – 1997	0,20	262,0	–	131,0	
	50	Za potokmi, Vernár	1975	1,30	3,84	1,82	2,9	
	51	Vo Vernárskom potoku, Vernár	1975 – 1984	2,24	125,0	9,22	55,8	
	52	Pod Javorinou, Vernár	1974 – 1985	0,66	66,0	10,43	100,0	
Glac	53	V Spišskom potoku 1, Dobšiná	1984 – 1997	15,5	135,0	46,80	8,7	
	53	V Spišskom potoku 2, Dobšiná	1974 – 1997	–	26,1	3,10	–	
	–	Pod traťou, Dobšiná	1978 – 1997	1,29	23,0	7,02	17,8	
	115	Zlatá diera, Letanovce	1974 – 1997	3,87	140,0	23,40	36,1	
	133	V Lesnici, Smižany	1975 – 1977?	3,87	23,5	7,29	6,0	
Geravy	141	Fleischer I – VII, Spišská Nová Ves	1978 – 1996	2,86	90,04	24,60	31,4	
	137	Csaky, Spišská Nová Ves	1978 – 1996	2,79	25,17	9,03	9,0	
	73	Sedem prameňov, Dobšinská ľadová jaskyňa	1972 – 1997	6,39	147,0	36,80	23,0	
	74	Pri sosničkách, Dobšiná	1974 – 1997	1,80	52,10	7,0	29,2	
	–	Občasný prameň, Stratená	1979 – 1995	0	45,6	–	–	
	118	Na Bielovodskom potoku, Mlynky	1974 – 1997	2,04	3,04	2,54	1,4	
	–	Zejmarská studňa, Dobšiná	1994 – 1997	0,11	364,0	18,3	3 309,0	
	Dobšiná	76	Danková 1,	1958 – 1970	9,71	29,4	–	3,0
			Danková 2,	1958 – 1970	0,25	8,9	–	35,6
			Danková 3,	1958 – 1970	4,90	42,8	–	8,7
77		Danková 1 – 3	1991 – 1997	24,0	60,0	35,49	2,5	

Hydrogeologická štruktúra karbonátov vernárskeho pruhu vytvára monoklinálu s rozlohou 39,22 km², strmo sklonenú na JV. Karbonáty ležia na nepriepustnom bridličnato-pieskovcovom súvrství spodného triasu a na severe sa štruktúra ponára pod sedimenty paleogénu Hornádskej kotliny. Vlastný komplex vápencov a dolomitov triasu podľa Šalagovej et al. (1998) v severnej časti odvodňovanej do Hornádu má merný odtok podzemnej vody 8,3 l . s⁻¹ . km⁻² a v južnej časti odvodňovanej do Hnilca 11,0 l . s⁻¹ . km⁻². Na vysokom podzemnom odtoku z územia má výrazný podiel vysoký úhrn zrážok (okolo 1 000 mm). Južná časť štruktúry má výrazný krasový a krasovo-puklinový režim podzemnej vody. Časť vody vystupuje na povrch v prameňoch Zadná dolina 1 a 2 (č. 46). Severnú časť štruktúry okrem povrchových tokov, najmä Veľkej Bielej vody, odvodňuje plošné pramenisko Betlanovce – Tepličný potok, dnes už zachytené a využívané hydrogeologickým vrtom BH-3 s overenou výdatnosťou 50,0 l . s⁻¹ (Haluška, 1978). Dlhodobu pozorovanú sú v tejto časti pramene Za potokmi (č. 50) vo Vernárskom potoku (č. 51) a Pod Javorinou (č. 52) s priemernou výdatnosťou 1,8 – 10,4 l . s⁻¹ (tab. 16). Jetel (1990) na základe výsledkov hydrogeologického výskumu Hornádskej kotliny pokladá za hydraulicky nereálny prestup podzemnej vody zo Slovenského raja pod korytom Hornádu do vnútornej časti Hornádskej kotliny. Potvrdili to aj výsledky hydrogeologickej bilancie Slovenského raja (Šalagová et al., 1998). Významnú úlohu má povrchová zóna pozdĺž muránskej tektonickej línie, oddeľujúca vernársky pruh od štruktúry Glacu. Jej drenážna funkcia, pôsobiaca ako regionálny systém prúdenia, bola zatiaľ overená iba v okrajovej časti pri styku s Hornádskou kotlinou.

Hydrogeologickú štruktúru betlanovského dolomitového pruhu s rozlohou 1,84 km² tvoria najmä dolomity chočského príkrovu. Nachádza sa uprostred nepriepustného súvrstvia permu a spodného triasu. Je veľmi chudobná na výstupy podzemnej vody. Dokumentovaných 5 prameňov dosahovalo celkovú výdatnosť iba 2,3 l . s⁻¹.

Hydrogeologická štruktúra Glacu s rozlohou 64,2 km² je najväčšia štruktúra v regióne. Časť patrí do povodia Hornádu, 55,33 km², a iba 8,87 km² do povodia Hnilca. Štruktúru budujú karbonáty stredného a vrchného triasu, ktoré ležia na nepriepustnom súvrství spodného triasu. V južnej časti štruktúry bolo dokumentovaných 13 prameňov.

Významnejšie z nich sú pramene v Spišskom potoku 1 a 2 (č. 53) s priemernou výdatnosťou 3,1 a 46,8 l . s⁻¹. Majú krasový režim s rýchlym obehom podzemnej vody. Prameň Pod traťou má priemernú výdatnosť 7,0 l . s⁻¹ a krasovo-puklinový režim. Dokumentovali sa významné skryté prestupy podzemnej vody do Hnilca s výdatnosťou 56,0 l . s⁻¹. Zo štruktúry sa využíva prameň Dolka v južnej časti s výdatnosťou 6,0 – 10,0 l . s⁻¹. Vyviera na bariére so spodným triasom štruktúry Geravy. Severná časť štruktúry Glac je chudobnejšia na podzemnú vodu ako južná časť. V tejto časti je zdokumentovaných 124 prameňov s celkovou výdatnosťou 58,9 l . s⁻¹. Na Bielom potoku boli zdokumentované skryté prestupy podzemnej vody v množstve 30,0 – 60,0 l . s⁻¹. V severnej časti štruktúry sa režimovo sledovali pramene Zlatá diera (č. 115) s priemernou výdatnosťou 23,4 l . s⁻¹ a v Lesnici (č. 133) s priemernou výdatnosťou 7,29 l . s⁻¹. Prestup podzemnej vody do Hornádu sa nepredpokladá.

Merný odtok podzemnej vody za celú štruktúru uvádzajú Šalagová et al. (1998) v množstve 4,5 l . s⁻¹ . km⁻². Vzhľadom na hydrogeologické podmienky to možno považovať za reálne.

Hydrogeologická štruktúra Geravy zaberá územie východnej časti Slovenského raja. Má rozlohu 48,35 km². Vytvára ju komplex karbonátov stredného a vrchného triasu, ktorý leží na nepriepustnom súvrství spodného triasu. Severnú časť štruktúry s rozlohou 16,20 km² patriacu do povodia Hornádu odvodňujú prevažne povrchové toky. Zvyšná časť patrí do povodia Hnilca. V severnej časti štruktúry bolo dokumentovaných 134 prameňov, pričom sa zaznamenali aj prestupy do hornej časti Bieleho potoka. Južná časť má hlbší obeh podzemnej vody. Prejavuje sa to aj v menšom výskyte prameňov (15). V severnej časti vyvierajú významnejšie, vodohospodársky využívané pramene Fleischer I – VII (č. 141) s priemernou výdatnosťou 24,6 l . s⁻¹ a prameň Csaky (č. 137) s priemernou výdatnosťou 9,0 l . s⁻¹. V tejto časti štruktúry uvádzajú Šalagová et al. (1998) merný odtok podzemnej vody 4,5 l . s⁻¹ . km⁻². Južná časť štruktúry s rozlohou 32,15 km² sa vyznačuje prevažne krasovým a krasovo-puklinovým režimom podzemnej vody. Skoro celé odvodňovanie sa sústreďuje do troch prameňov. Je to Sedem prameňov (č. 73) – pramenná línia pri Dobšinskej ľadovej jaskyni s priemernou výdatnosťou 36,8 l . s⁻¹, prameň Pri sosničkách (č. 74) s priemernou výdatnosťou 7,0 l . s⁻¹ a pramene Danková 1 a 3 (č. 76, 77) na jz. okraji štruktúry s priemernou výdatnosťou 35,49 l . s⁻¹. Severne od Hnilca z južnej časti štruktúry vyviera Občasný prameň, prameň na Bielovodskom potoku (č. 118) a Zejmarská studňa. Občasný prameň je intermitentný prameň s dlhšie trvajúcim obdobím bez odtoku vody. Prameň na Bielovodskom potoku má priemernú výdatnosť 2,54 l . s⁻¹. Prameň Zejmarská studňa s priemernou výdatnosťou 18,3 l . s⁻¹, vyvierajúci na planine Geravy z vápencov triasu, nemá dosiaľ objasnenú genézu.

Z územia tejto štruktúry severne od Hnilca sa v súčasnosti ešte vodohospodársky využívajú pramene Rinna s výdatnosťou za roky 1991 – 1996 od 0,60 do 12,0 l . s⁻¹, priemerne 5,6 l . s⁻¹, prameň Urbanka s výdatnosťou 0,26 až 10,0 l . s⁻¹, priemerne 3,26 l . s⁻¹, a líniové pramenisko Biele vody I – III s priemernou výdatnosťou 7,79 l . s⁻¹.

Merný odtok podzemnej vody z južnej časti štruktúry je 7,3 l . s⁻¹ . km⁻² (Šalagová et al., 1998).

Severné časti štruktúr Glac a Geravy, ktoré sú tektonicky menej postihnuté a v dôsledku toho aj menej priepustné, majú hrubé karbonátové komplexy odvodňované prevažne prostredníctvom povrchových tokov. Tvorba zdrojov podzemnej vody tu závisí výlučne od infiltrácie zrážok, ktoré vzhľadom na zrážkový tieň majú nízke hodnoty (500 až 600 mm). Výrazne sa to prejavuje v nižších hodnotách merného odtoku podzemnej vody (4,5 l . s⁻¹ . km⁻²).

V južnej časti, najmä v oblasti južne od Hnilca, sú karbonátové komplexy intenzívnejšie tektonicky porušené. Vzhľadom na morfológickú pozíciu a intenzívne skrasovatenie sa odvodňujú najmä formou krasových prameňov a vyvieráčiek s veľkým rozkyvom výdatnosti. Zdroje podzemnej vody sa dopĺňajú rovnako najmä infiltráciou zo zrážok, ktoré v tejto časti dosahujú 600 až 800 mm. Merný odtok je preto vyšší, 7,3 l . s⁻¹ . km⁻².

Hydrogeologickú štruktúru Skaly a Pelca s rozlohou 10,53 km² tvorí pruh triasových karbonátov južne od rieky Hnilec. Štruktúru odvodňuje najväčší prameň v doline Tiesňavy s výdatnosťou 18,4 – 29,4 l . s⁻¹. Podstatnú časť štruktúry odvodňuje prameň Zimná voda a prestup podzemnej vody do rieky Hnilec. Vývery sú pod hladinou vodnej nádrže Dedinky, kde je najnižšia erozívna báza štruktúry. Podľa Kullmana et al. (1985) do Hnilca vstupuje priemerne 173,0 l . s⁻¹ podzemnej vody. Z územia štruktúry sa využívajú ešte tri pramene – Gugel a starý a nový Krucký flek. Ich priemerná výdatnosť je od 1,16 do 1,82 l . s⁻¹.

Hydrogeologickú štruktúru trosiek karbonátov v doline Teplického Brusníka s rozlohou 46,6 km² budujú prevažne nepriepustné súvrstvia permu a spodného triasu. Na nich sú nespojité erozívne trosky dolomitov a vápencov stredného triasu s celkovou plochou iba 3,86 km². Významnejšie pramene z tohto územia sa už dnes využívajú. Je to prameň Pod lanovkou, ktorý mal za roky 1978 až 1996 výdatnosť 0,73 až 20,87 l . s⁻¹, priemerne 7,42 l . s⁻¹, a pramene Gyula a Trubačovce – Staré pramene s priemernou výdatnosťou 1,47 a 3,37 l . s⁻¹. Z povodia Teplického Brusníka uvádzajú Šalagová et al. (1998) merný odtok podzemnej vody 3,1 l . s⁻¹ . km⁻². V súčasnosti podzemná voda z trosiek karbonátov v hornej časti Teplického Brusníka je však už zdrénovaná do baní na sadrovec v Novoveskej Hute. Voda z nich odteká zo štólne, ktorej výdatnosť v rokoch 1995 – 1997 bola 2,5 až 7,3 l . s⁻¹, v priemere 5,07 l . s⁻¹ (Šalagová et al., 1998).

4.3.7. Galmus

Pohorie Galmus zaberá severnú časť Hnileckých vrchov. Z hydrogeologického hľadiska ho možno rozdeliť na spodnú časť tvorenú nepriepustným komplexom hornín paleozoika až spodného triasu a vrchnú časť, ktorú tvorí vápencovo-dolomitický komplex triasu. Zvodnený komplex karbonátov možno rozčleniť na tri hydrogeologické štruktúry so samostatným obehom a režimom podzemnej vody (Kullman et al., 1982). Výdatnosť pozorovaných prameňov týchto štruktúr je v tab. 17.

Tab. 17. Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov v pohorí Galmus.

Štruktúra	Číslo prameňa	Prameň, lokalita	Obdobie pozorovania	Výdatnosť l . s ⁻¹			Q _{max} Q _{min}
				min.	max.	priem.	
Galmusu	206	U Svätého Jána, Spišské Vlchy	1959 – 1962	4,06	42,8	–	10,5
	208	U Svätého Jána – horný, Spišské Vlchy	1959 – 1962	1,10	7,50	–	6,8
	207	U Svätého Jána – dolný, Spišské Vlchy	1959 – 1962	0,54	6,50	–	12,0
Poráčskej doliny	211	Poráč 2 – dolný, Slovinky	1960 – 1964	0,99	42,0	–	42,4
	212	Poráč 1 – horný, Slovinky	1960 – 1964	1,52	42,9	–	28,2
Rudnian	178	Pod buče, Matejovce n. H.	1958 – 1965	1,46	51,9	–	35,5
	180	Olšo	1956 – 1957	3,4	16,2	12,7	4,7

Hydrogeologickú štruktúru Galmusu s rozlohou 32,7 km² budujú najmä stredotriasové dolomity a vápence. Na západe a severe sa ponárajú pod bazálne karbonátové súvrstvie paleogénu. V súhlase s generálnym sklonom je aj smer prúdenia krasových podzemnej vody a odvodňovanie povrchovými tokmi na sever.

Štruktúru odvodňujú pramene a sčasti prestupy podzemnej vody do povrchových tokov. Najvýznamnejšie sú tri pramene – č. 206, 207 a 208 v Svätójánskej doline – s výdatnosťou od 0,54 do 42,8 l . s⁻¹ a prameň Na lúke v Zlatnickej doline s výdatnosťou 0,69 – 30,0 l . s⁻¹.

Kullman (1980) zo štruktúry v suchom období uvádza merný odtok podzemnej vody 4,2 l . s⁻¹ . km⁻². Hydrogeologické vrty na severnom okraji štruktúry nepotvrdili predpoklady o prestupe podzemnej vody do Hornádu. Cangár et al. (1990) 13 hydrogeologickými vrtmi overili výdatnosť 48,0 l . s⁻¹ (v jednotlivých vrtoch od 0,2 do 10,4 l . s⁻¹), pričom časť podzemnej vody pochádzala z karbonátového súvrstvia bazálneho paleogénu.

Hydrogeologická štruktúra Poráčskej doliny má rozlohu 9,7 km². Tvoria ju triasové karbonáty v oblasti Poráčskeho potoka. Karbonáty štruktúry sú značne skrasovatené. Odvodňuje ju najmä 63 prameňov a čiastočne skryté prestupy podzemnej vody do Poráčskeho potoka, ktorý drénuje túto štruktúru. Najvýznamnejšie pramene v štruktúre sú Poráč 1 a Poráč 2 (č. 211 a 212) s výdatnosťou od 0,99 do 42,9 l . s⁻¹ (tab. 17). Cangár (1990) podľa hodnotenia odtoku z Poráčskeho potoka uvádza priemerný odtok podzemnej vody 9,2 l . s⁻¹ . km⁻².

Rudnianska hydrogeologická štruktúra má rozlohu 4,3 km². Tvorí časť západného okraja pohoria. Budujú ju najmä stredotriasové vápence, menej dolomity. Má generálny sklon na sever. Karbonáty štruktúry sú silne skrasovatené. Štruktúru odvodňujú najmä pramene a čiastočne prestup do Rudnianskeho potoka. Najvýznamnejšie sú pramene Olšo (č. 180) s priemernou výdatnosťou 12,7 l · s⁻¹ a Pod buče (č. 178) s priemernou výdatnosťou 7,9 l · s⁻¹. Štruktúra je tektonicky porušená, pukliny sú otvorené a obeh podzemnej vody je hlbší. Podľa Bajtoša (1993) je štruktúra z východu dotovaná podzemnou vodou zo štruktúry Galmusu. Scherer et al. (1999) uvádzajú priemerný merný odtok podzemnej vody v štruktúre 6,6 l · s⁻¹ · km⁻².

4.3.8. Volovské vrchy, Stolické vrchy a Revúcka vrchovina

Pre obeh podzemnej vody kryštalinika v západnej časti územia v Stolických vrchoch má význam najmä zóna zvetrávania a tektonické poruchy. Pukliny sú však často vyplnené produktmi zvetrávania. To obmedzuje cirkuláciu vody, a preto výdatnosť prameňov je prevažne menej ako 0,1 l · s⁻¹. Väčšie zvodnenie majú granitoidné horniny s otvorenými a do hĺbky siahajúcimi puklinami, ktoré sú vlastne jedinými cestami obehu podzemnej vody. Granitoidy sa väčšinou odvodňujú postupnými výronmi podzemnej vody do erozívnych rýh. V mieste výveru je výdatnosť do 0,1 l · s⁻¹ a po krátkej vzdialenosti od výveru sa prietok niekoľkonásobne zväčší. Priemerná výdatnosť prameňov sa pohybuje od 0,5 do 0,6 l · s⁻¹ a miestami je aj viac ako 1,0 l · s⁻¹. Pramene vyvierajúce z významnejších zlomových pásiem dosahujú výdatnosť priemerne 1,5 l · s⁻¹. Výdatnejšie pramene sú iba zriedkavé, napr. pri Kokave je to 1,6 – 10,9 l · s⁻¹.

Západne od údolia Muráňa vystupujú stredotriasové karbonáty vo forme malých ostrovčekov. Tvoria niekoľko samostatných štruktúr s vlastným obehom podzemnej vody. Karbonáty sú uložené synklinálne v smere V – Z. Pri odvodňovaní jednotlivých štruktúr má veľký vplyv nepriepustné podložie spodného triasu. Odvodňovanie sa sústreďuje v osi synklinály, najmä tam, kde povrchové toky narezali styk nepriepustného podložía s karbonátmi (pramene v Hrušove č. 31, Ratkovskej Lehote, pr. č. 42).

V tejto časti je celkovo 7 samostatných štruktúr, a to východne od Jelšavy, východne od obce Potok, v oblasti Ratkovská Lehota – Sása, severne od Kamenian, východne od Hrušova, pri Strelniciach a na severe. Obmedzuje ich nepriepustné súvrstvie spodného triasu, ktoré je aj v ich podloží. Z južnej strany nepriepustnou bariérou niektorých štruktúr sú neogénne sedimenty Rimavskej kotliny.

Podzemná voda sa dopĺňa infiltráciou zrážok. Predpokladaný smer prúdenia je v smere osi synklinály. Odvodňovanie sa uskutočňuje jednak prameňmi, jednak skrytými prestupmi do kvartérnych sedimentov, resp. drénovaním povrchovými tokmi.

Geologicko-tektonická pozícia zvodnených karbonátov podmienila v tomto území plytký obeh podzemnej vody s puklinovými, erozívnymi a vrstvomými prameňmi. Väčšiu výdatnosť dosahujú pramene v údolí Blhu a v oblasti Hrušova (pr. č. 31), a to 1,0 – 15,0 l · s⁻¹. Na styku karbonátov mezozoika s neogénnymi sedimentmi vyviera viac prameňov vo forme bariérových prameňov ako napríklad prameň pri Budikovanoch (pr. č. 32) s výdatnosťou 2,2 – 3,2 l · s⁻¹ (tab. 18).

Z karbonátov pri Ratkovskej Lehote vyviera väčší prameň v Sásе (č. 42) s výdatnosťou 0,2 – 15,0 l · s⁻¹. Z jednotky východne od Potoka je najvýznamnejší prameň v Prihradzanoch (č. 59) s výdatnosťou 0,4 až 10,0 l · s⁻¹. Túto štruktúru odvodňuje prevažne potok Západný Turiec.

Podzemná voda z karbonátov pri Strelniciach smeruje na juh. Väčšia časť podzemnej vody vyviera v bariérovom prameni na styku s neogénom pri Strelniciach (pr. č. 60) s priemernou výdatnosťou 8,0 l · s⁻¹ a veľmi malým rozkyvom výdatnosti.

Severne od Bretky karbonáty narezáva údolie Muráňa. V ňom vyviera aj najväčší prameň štruktúry (pr. č. 110) s výdatnosťou 2,5 – 14,0 l · s⁻¹.

Režim prameňov uvedených štruktúr je charakteristický pre štruktúry s krasovými vodami. Majú veľký rozkyv výdatnosti, pričom maximum je v období topenia snehu a v priebehu roka výdatne kolíše v závislosti od zrážok. V južných častiach, kde sa karbonáty stýkajú s neogénnymi sedimentmi Rimavskej kotliny, sú bariérové pramene a ich výdatnosť je vyrovnanejšia.

Špecifické podmienky na obeh a akumuláciu podzemnej vody sú v štruktúre föderatskej skupiny v povodí Dobšinského potoka. Zavrásnené karbonáty stredného a vrchného triasu s plochou 4,9 km² patriace k obalovej jednotke veporika vytvárajú prirodzený drén podzemnej vody zóny rozvoľnenia kryštalinika veporika a nadložných súvrství paleozoika gemerika. Štruktúru odvodňuje prameň Zimná voda (č. 78) s priemernou

výdatnosťou 18,37 l . s⁻¹, prameň Sontagspring (č. 79) s priemernou výdatnosťou 23,5 l . s⁻¹ a prameň č. 80 nad Vyšným Hámrom s výdatnosťou od 0,3 do 28,8 l . s⁻¹.

Vysoká hodnota merného odtoku podzemnej vody, 11,3 l . s⁻¹ . km² (Šalagová et al., 1998), svedčí o rozsiahlom drenážnom účinku zavrásnených karbonátov.

Tab. 18. Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov Volovských vrchov a Revúckej vrchoviny.

Číslo prameňa	Názov prameňa, lokalita	Obdobie pozorovania	Výdatnosť l . s ⁻¹			Q _{max} Q _{min}
			min.	max.	priem.	
14	Striežovce	1962 – 1967	1,0	2,5	–	2,5
15	Horné Zahorany	1962 – 1967	1,0	2,5	–	2,5
29	Ratková	1966 – 1970	1,3	3,5	–	2,6
31	Hrušovo	1962 – 1967	1,0	15,0	–	15,0
32	Budikovany	1975	2,2	3,2	–	1,4
		1992 – 1997	1,7	4,4	3,3	2,5
42	Sása	1966 – 1970	0,2	15,0	–	75,0
60	Strelnica	1968 – 1970	10,0	13,3	–	1,3
78	Zimná voda, Dobšiná	1955 – 1970	3,2	26,0	6,6	8,1
		1991 – 1997	15,0	35,0	18,37	2,3
80	Nad Vyšným hámrom, (föderata 1), Dobšiná	1955 – 1967	0,3	28,8	–	96,0
102	Pri kameňolome, Kobeliarovo	1971 – 1974	2,6	19,9	6,1	7,6
102	Pri mlyne, Kobeliarovo	1971 – 1974	3,0	15,0	7,7	5,0
181	Tri studne, Uhorné	1955 – 1967	0,5	30,6	–	61,2
79	Sontagspring, Dobšiná	1992 – 1997	15,0	25,0	23,55	1,6
226	Šugó 4, Medzev	1959 – 1974	0	22,3	2,6	–
236	Šugó 2, Medzev	1959 – 1974	1,2	72,4	24,1	60,3
		1990 – 1997	2,6	35,1	7,55	13,5
237	Šugó 1, Medzev	1959 – 1974	0,4	38,0	5,5	95,0
238	Šugó 1a, Medzev	1970 – 1974	3,0	12,3	7,4	4,1
238	Šugó 1b, Medzev	1970 – 1974	1,4	5,1	1,9	3,6
238	Šugó – rybník, Medzev	od 1970	1,9	6,6	3,2	3,4
58	Teplá voda, Jelšava	1962 – 1967	7,0	22,0	–	3,1
–	Šugó 3, Medzev	1959 – 1974	0,3	259,0	10,3	–

Menšie ostrovy triasových karbonátov sú pri Vyšnej Slanej a pri Kobeliarove. Odvodňujú ich pramene č. 101 a 102 s výdatnosťou 3,0 – 10,5 l . s⁻¹.

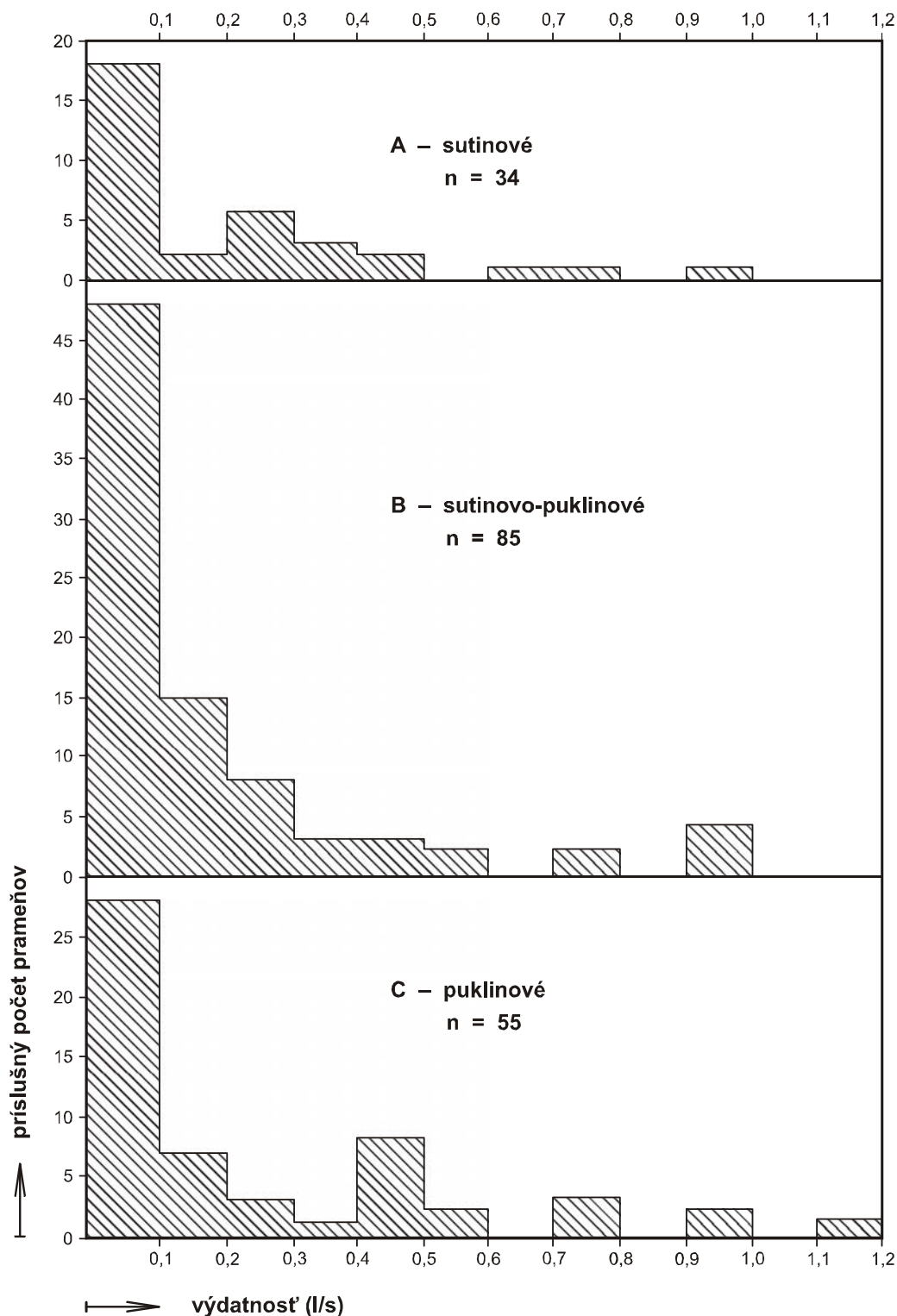
Neovulkanické pyroklastiká sú dotované infiltráciou zo zrážok. Zlomové poruchy prestupujú celý masív neovulkanitov a drénujú podzemnú vodu zo svojho okolia. Pre odvodňovanie sú najvýznamnejšie porušené pásma dosahujúce nepriepustné slienité podložie a nachádzajúce sa na úrovni erozívnej bázy. Prameň Vyšný Skálnik s výdatnosťou 24,0 l . s⁻¹. je zobrazený už na mapovom liste Banská Bystrica, ale odvodňuje celý komplex zobrazený na liste Košice.

V miestach, kde báza vulkanitov nedosahuje dno údolia (masív východne od údolia Blhu), podzemná voda vyviera na svahu, na styku s nepriepustnými slienitými horninami. Ide napríklad o prameň pri obci Teplý Vrch s priemernou výdatnosťou 0,5 – 1,0 l . s⁻¹. Ostatné pramene vyvierajúce v plytkých erozívnych ryhách majú výdatnosť 0,1 – 0,3 l . s⁻¹. K výdatnejším prameňom patrí prameň severne od Horných Zahorian (č. 15) s výdatnosťou 1,0 – 2,5 l . s⁻¹.

V oblasti paleozoika boli vyčlenené (Repka, 1974) puklinovo-medzizrnové, puklinovo-vrstvové, puklinovo-žilné a puklinovo-krasové vody.

Puklinovo-medzizrnové vody majú aktívnu vodovýmenu a tesný súvis s vodami kvartéru a s povrchovou vodou. Výdatnosť prameňov týchto vôd je všeobecne veľmi nízka. Podľa histogramu distribúcie výdatnosti prameňov tohto typu vôd bez ohľadu na litostratigrafické typy hornín (obr. 7) vidíme, že viac ako polovica zo 119 skúmaných prameňov (sutinové a sutinovo-puklinové) má výdatnosť okolo 1,0 l . s⁻¹. Ojedinele sa tu vyskytuje aj vyššia výdatnosť. Sú to prípady viazané na rozsiahlejšie zberné oblasti vôd tohto podtypu, ako aj na hlbší dosah ich obehu. To je dôvod, prečo aj zriedkavejšie úplne vysychajú. Hrúbka zóny týchto vôd

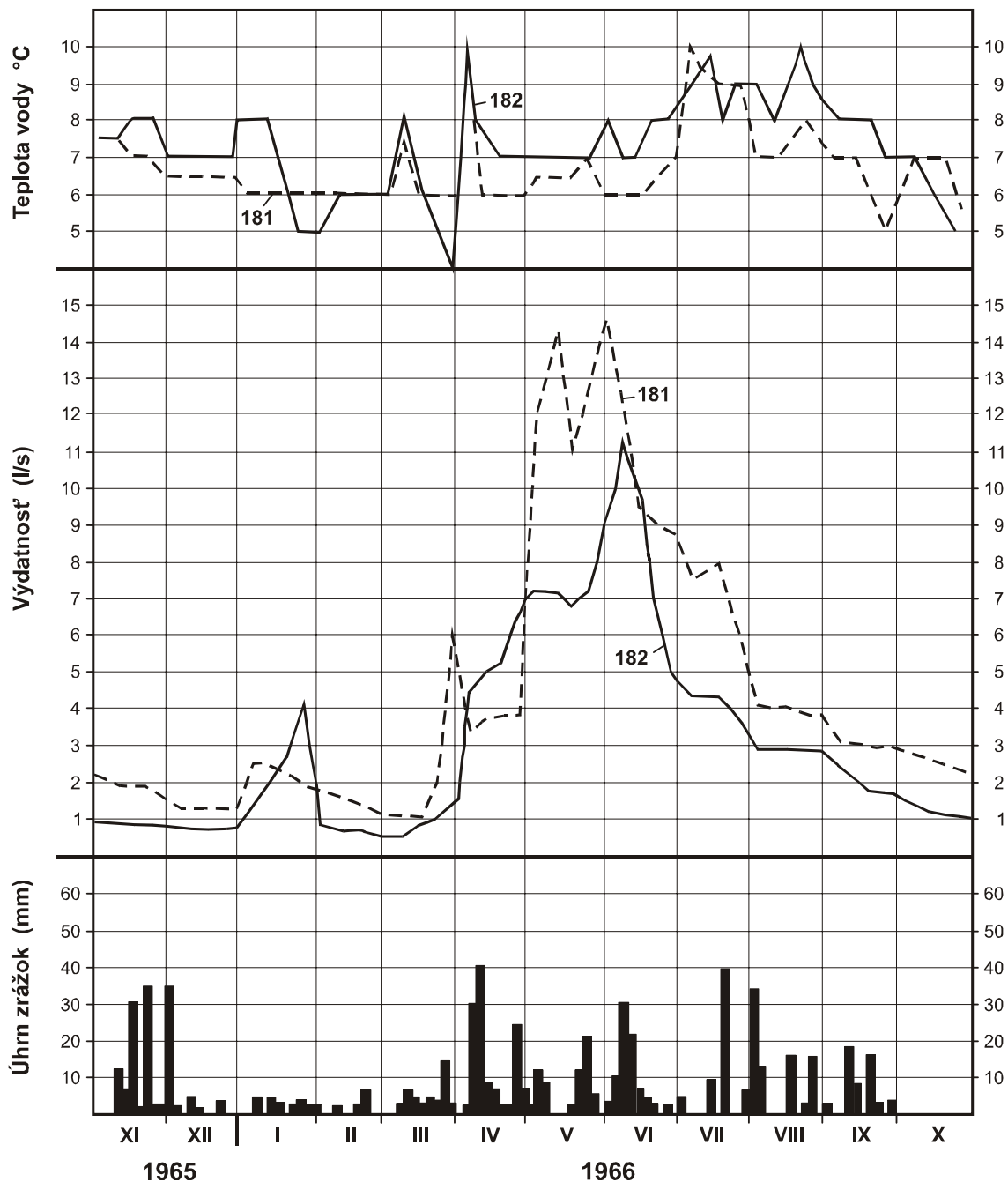
kolíše podľa charakteru porušenia hornín a morfológie terénu od niekoľko desiatok metrov maximálne do 80 – 100 m. Puklinovo-medzizrnové vody s hĺbkou pozvoľna prechádzajú do ďalších podtypov puklinových vôd a hrajú významnú úlohu pri ich dotácii.



Obr. 7. Distribúcia výdatnosti prameňov paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria (Repka, 1975).

Puklinovo-vrstvové vody sa viažu na pukliny regionálnej puklinovitosti určitých krehkejších hornín, ktoré vytvárajú vrstvy alebo šošovky v plastickejších horninách. Veľmi často sú to artézske vody. Oblasti dopĺňania sú totožné s oblasťou výstupu priepustných vrstiev na povrch, alebo sú pod zónou puklinovo-medzi-

vrstvových vôd, kde skryto drénujú nadložné vrstvy. Tieto vody môžu mať pre lokálne zvodnenie význam najmä vtedy, keď vystupujú v rozpukaných horninách typu paleozoických vápencov, kremencov, diabasov, zlepencov a podobne alebo typu mezozoických vápencov, dolomitov, kremencov a podobných krehkejších hornín. Puklinovo-vrstvové vody v závislosti od väčšej hĺbky výskytu majú zvýšenú a stálejšiu teplotu, výdatnosť prítokov do banských diel je rovnomernejšia a prejav závislosti od zrážok je často ťažko zistiteľný. Výtoky podzemnej vody tohto typu sa vyskytujú zriedka, a to buď ako pramene na povrchu, alebo pod povrchom. Obyčajne sú to výtoky z viacerých kombinovaných podtypov puklinových vôd, ako je to na obr. 8. Distribúcia výdatnosti týchto prameňov s hlbším obehom je analogická ako v prípade prameňov s plytším obehom.



Obr. 8. Graf kolísania teploty a výdatnosti prameňov v Uhornej (Repka, 1975).

Väčšiu výdatnosť dosahujú len pramene z plošne rozsiahlejších celkov ako napríklad pramene Šugó 226, 238, 237, 236 a iné, viazané na kryštalické vápence s polohami diabasov a ich tufov (karbón) južne od Nižného Medzeva s výdatnosťou od 0,0 do 46,8 l · s⁻¹, a ďalšie pramene viazané na karbonáty.

Puklinovo-žilné podzemné vody alebo vody tektonických porúch tvoria zvodnené zóny plošného priebehu. Tieto zvodnené zóny môžu siahať do veľkej hĺbky, pričom prenikajú horninami s rôznym charakterom priepustnosti.

Hydraulicky bývajú spojené s ostatnými typmi vôd. Oblasť ich dopĺňania je spravidla mimo oblasti akumulácie. Sú to obyčajne artézske vody. Teplotný režim kolíše podľa hĺbky obehu. Majú ustálenú teplotu, ktorá je vždy vyššia ako priemerná ročná teplota okolia. Vody tektonických porúch sú často jedným zo základných zdrojov zvodnenia ložísk. Majú drenážny účinok na okolie a pri otvorení ložísk sú zdrojom väčších nárazových prítokov. Anizotropné prostredie paleozoika Volovských vrchov podmieňuje značné rozdiely v priepustnosti na tej istej tektonickej línii a obyčajne malý smerný dosah jej drenážnych účinkov. Účinok priečných zlomov, ktoré sú najotvorenejšie, je takto najviac lokalizovaný, pretože prechádzajú kolmo na plochy foliácie vrstiev. Účinok diagonálnych zlomov, ktoré sú menej otvorené, je obdobný. Príklady puklinovo-žilných vôd na priečných tektonických zlomoch sú veľmi časté a sú významné najmä z hľadiska zvodnenia ložísk.

Smerné tektonické línie si môžu v priaznivejších prípadoch zachovať priepustnosť na značnú vzdialenosť. Z tohto hľadiska je priaznivý ich priebeh v horninách rovnakého charakteru. Prejavy puklinovo-žilných vôd tohto typu sú však v oblasti Volovských vrchov zriedkavé. Nevyznačujú sa väčšou akumuláciou podzemnej vody. Za jeden z prejavov tohto typu je možné považovať prameň pri Bindte v Zadnej doline. Jeho zvýšená a stála teplota (13 °C) svedčí o hlbšom obehu, podobne, ako aj pomerne ustálená výdatnosť v priebehu celého roka. Na podobný typ vody narazil aj vrt GVL-1 pri Vlachove v hĺbke 701 až 723,6 m v tufoporfyroidoch. Výdatnosť prelivu po narazení bola až $2,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Hanzel in Bajaník et al., 1983). V priebehu 10 rokov postupne poklesla na $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Poklesla aj teplota vody, z 21,6 °C na 19,5 °C. Ďalšie vody tohto typu v kremitých porfyroidoch sa vyskytli vo vrte RS-1 v Čučme v hĺbke 537 m. Výdatnosť prietoku má tak isto poklesávajúcu tendenciu (18. 4. 1974 výdatnosť $2,34 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a 8. 5. 1974 už iba $1,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Teplota vody na povrchu pri ústí vrtu bola 21,6 °C, v hĺbke 546 m 25,6 °C. Celková mineralizácia vôd vzhľadom na značnú hĺbku obehu je veľmi nízka (Vlachovo $608 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, Čučma $392 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Spôsobuje to málo aktívne prostredie tufoporfyroidov (Vlachovo) a kremitých porfyroidov (Čučma) (Hanzel in Bajaník et al., 1983). V priebehu 10 rokov výdatnosť postupne poklesla na $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Teplota vody poklesla z 21,6 °C na 19,5 °C. Z ďalších, hydrogeologicky významných smerných porúch sem patria okrajové tektonické línie so širokým pásmom drvených hornín, ktoré na značnú vzdialenosť akumulujú aj väčšie prírodné množstvo podzemnej vody. Za takúto líniu treba považovať smernú líniu s mylonitovou výplňou s hrúbkou až 30 m, na ktorú sa viažu aj ložiská Fe a Hg v Rákoši.

Puklinovo-krasové podzemné vody sa viažu na skrasovatené karbonáty a ich bezprostredné okolie. Prostredím ich pohybu a akumulácie sú pukliny regionálnej puklinovitosti a krasové dutiny regionálneho typu. Vytvárajú sa v nich nádrže podzemnej vody. Veľmi dobre priepustné prostredie často umožňuje aj vznik prievalov tejto vody do banských diel. Vody tohto podtypu môžeme nájsť na väčšine ložísk karbónskych magnezitových ložísk (Košice, Podrečany, Burda, Poproč a i.). Počiatočné formy skrasovatenia sa vyskytujú aj na niektorých sideritových a ankeritových ložiskách v gelnickej skupine. Podzemnú vodu viazanú na ne môžeme len s výhradami zaradiť do tejto podskupiny, a to preto, lebo v podstate ide len o počiatočné formy skrasovatenia malého rozsahu a úzko lokálneho rozšírenia.

Puklinovo-krasové vody majú často voľnú hladinu a infiltračná oblasť sa obyčajne zhoduje s oblasťou ich rozšírenia na povrchu. Pramene majú často veľkú výdatnosť a rýchlo reagujú na zrážky. V prípade podzemnej vody tohto podtypu viazaných na paleozoické karbonátové šošovky sa často vytvárajú artézske horizonty. Ich výdatnosť je ustálenejšia a v dôsledku určitej hĺbky obehu majú obyčajne konštantnú teplotu. Ako príklad možno uviesť výtok z asi 200 m hlbokého vrtu NS-46 v Nižnej Slanej z karbónskych kryštalických a bridličnatých vápencov so stabilnou teplotou 12,5 °C a výdatnosťou s malými výkyvmi okolo $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Ešte typickejší a názornejší je príklad karbonátovej šošovky na ložisku Mg v Košiciach. Pri postupnom hlbšom narážaní vrtov na skrasovatené polohy karbonátov sa teplota vody zvyšovala, a to od 12 až do 25 °C. Teplota jednotlivých výronov však ostala konštantná. Podobne výdatnosť artézskych vrtov sa menila len veľmi pozvoľna. Pri razení banských diel náhlým odkrytím väčšej plochy (napr. po odstrele) sa môžu prírodné zásoby puklinovo-krasových nádrží náhle odvodniť do banských priestorov vo forme prievalu.

Podmienky formovania obehu, akumulácie a rozloženia podzemnej vody, ako aj jej režimových zmien sú dané predovšetkým litologickým charakterom hornín, zvláštnosťami tektonickej stavby, geomorfologickými,

klimatickými a hydrogeologickými podmienkami. Z tohto aspektu oblasť Volovských vrchov a Revúckej vrchoviny môžeme považovať za jeden celok, v ktorom nachádzame celý rad spoločných základných charakteristík s určitými rozdielmi podľa prevládajúcich činiteľov, ktoré vplyvajú na obeh a režim podzemnej vody.

V paleozoiku Volovských vrchov a Revúckej vrchoviny výrazne prevládajú nízko zvodnené horniny vcelku, pričom stredný a vysoký stupeň zvodnenia dosahujú niektoré horniny s malým rozšírením.

Infiltrácia nastáva najmä v miestach výstupu priepustných polôh na povrch, kde hrubšia zóna zvetrávania sa zachovala iba v horizontálnych alebo mierne naklonených, morfológicky vyvýšených častiach územia, kde procesy zvetrávania prebiehali rýchlejšie ako erózia. Podzemná voda sa dopĺňa aj z povrchových útvarov, a to najmä v poddolovaných oblastiach. Vydobyté systémy rudných žíl majú na mnohých miestach priebeh kolmo na smer povrchových tokov, a tak nastáva priama infiltrácia povrchovej vody, zväčša do odvodňovaných banských priestorov (Rudňany, Smolník, oblasť Rožňavy a inde). Intenzívna dotácia z povrchových tokov prostredníctvom banských diel prebieha najmä v období vyšších stavov hladín.

Najintenzívnejšia dotácia zo zrážok prebieha najmä v období jarného topenia snehu (obr. 8, 9, 10). Nerovnorodosť prostredia a silné rozčlenenie reliéfu podmieňujú aj celkovo malú, hlbšiu cirkuláciu podzemnej vody a podmienky odtoku. Hlbšiu cirkuláciu určuje v prevažnej miere miestna erozívna báza. Prírodný odtok prebieha vo forme prameňov v úrovni erozívnej bázy. V dôsledku rýchlej vodovýmeny v rozčlenenom reliéfe a v dôsledku malých akumulčných schopností prostredia majú pramene nízku a veľmi neustálenú výdatnosť s veľmi výrazným jarným maximom v období topenia snehu.

Podmienky odtoku najmä v dôsledku prítomnosti starých banských dobývok a ťažby v hlbších obzoroch sú miestami značne zmenené. Prehĺbili sa obehové cesty a voda odteká do banských priestorov.

Trvalé akumulácie s pomalou výmenou vznikajú pod miestnou erozívnou bázou. Vzhľadom na nízku priepustnosť hornín je akumulácia podzemnej vody malá. Rýchlosť výmeny v tejto zóne je tiež malá. V zóne nad erozívnou základňou sú možnosti akumulácie podzemnej vody väčšie, no v závislosti od dopĺňania podzemnej vody zo zrážok podliehajú značným režimovým zmenám. Prírodné akumulácie podzemnej vody zvyšuje prítomnosť banských priestorov. Uzavreté systémy starých banských priestorov pod miestnou erozívnou bázou alebo aj nad ňou lokálne významne zvyšujú akumuláciu schopnosť hornín.

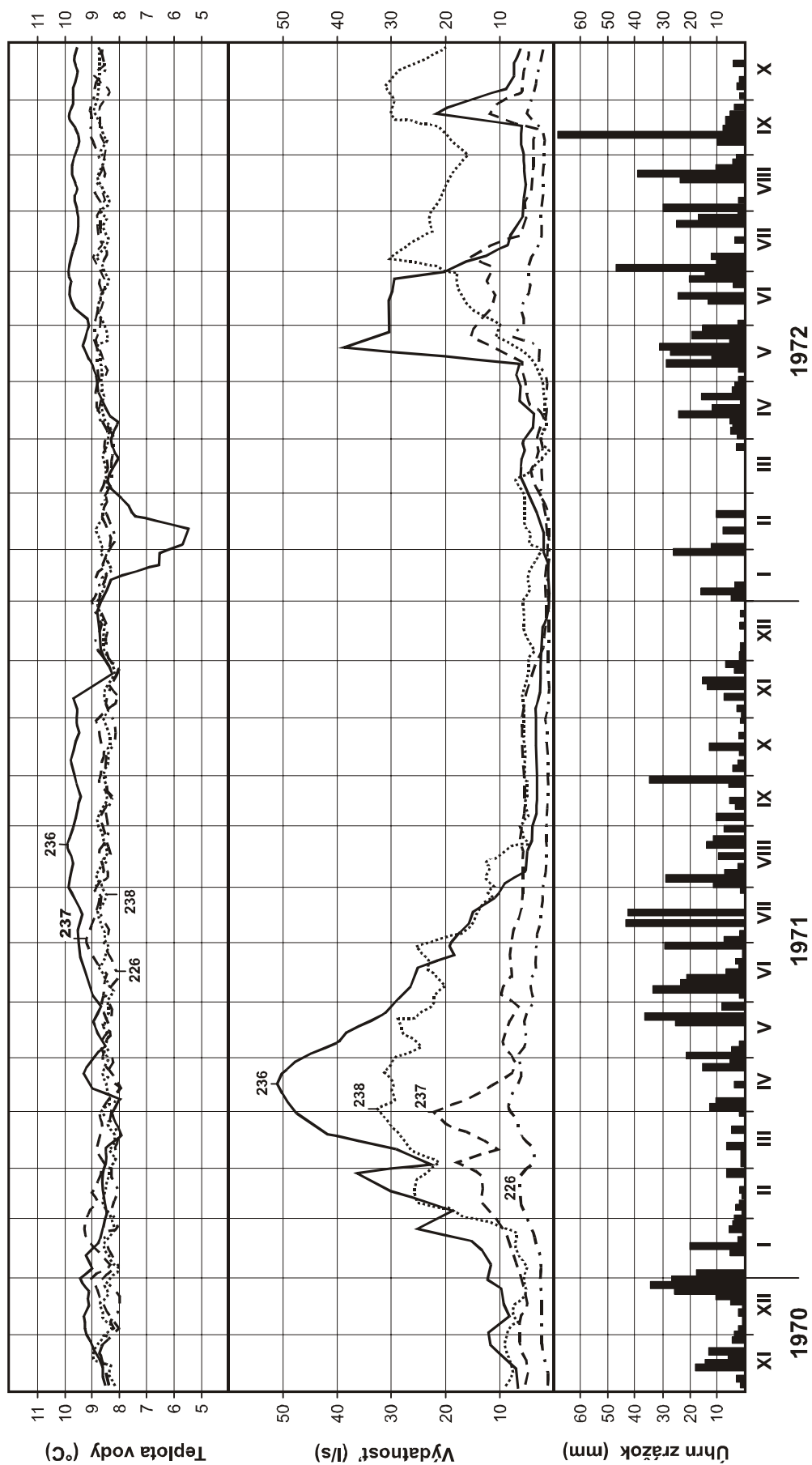
Ide najmä o oblasti vývoja ložísk. Odvodňovanie v aktívnych banských priestoroch, naopak, znižuje akumuláciu podzemnej vody v okolí. Čím je dosah banskej činnosti hlbší, tým môže ovplyvnenie zasiahnuť väčšiu oblasť. Ide o prechodný typ vplyvu, ktorý sa so skončením procesu odvodňovania zmení na opačný. Prebieha akumulácia do opustených priestorov a do okolitých kolektorov podzemnej vody.

V závislosti od usmernenia tektonických deformácií, ako aj od ďalších činiteľov sa smery pohybu podzemnej vody lokálne rýchlo menia.

Ako sme už uviedli, režim podzemnej vody v horninách paleozoika v minulosti ovplyvnili umelé zásahy, ťažba surovín. Pôvodný, nenarušený režim môžeme v rôznych jednotkách alebo súvrstviach študovať na prameňoch v oblastiach neovplyvnených banskou činnosťou. Plytký podpovrchový obeh viazaný na horniny gelnickej skupiny sa vyznačuje veľmi výrazným jarným maximom. Je to zjavné v prípade prameňov č. 181 a 182 v oblasti Uhornej (obr. 8), kde ani výrazné zrážky mimo jarného obdobia nespôsobujú zvýšenie výdatnosti prameňov. Rôznorodý charakter režimových zmien vykazujú pramene 226, 238, 237 a 236, viazané na karbónske kryštalické vápence s polohami diabasov južne od Nižného Medzeva (obr. 9). Kým v roku 1971 mali pramene len výrazné jarné maximum, v r. 1972 sa objavilo jarné aj jesenné maximum. Najmenší rozkyv výdatnosti vykazuje prameň č. 226 ($0,5 - 8,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), najväčší ($1,0$ až $51,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) prameň č. 236. Uvedené odlišnosti sú funkciou rôznej rozlohy infiltračnej oblasti a hĺbky obehu. Pramene 237 a 238 majú o niečo hlbší obeh, čiastočne viazaný aj na nadložné zlepenčovo-bridličnaté súvrstvie permu.

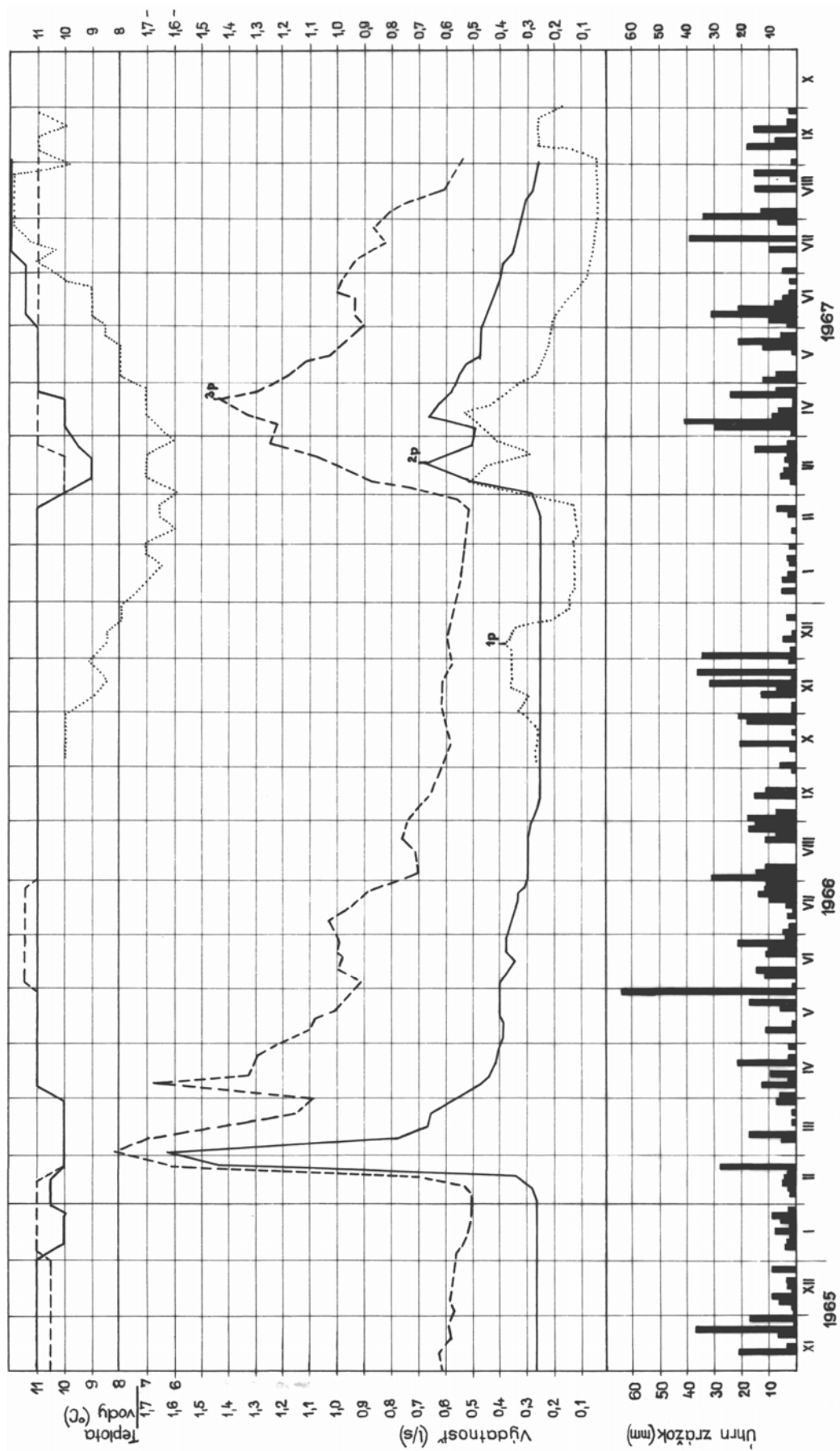
Pramene 2p – 3p, geneticky viazané na gemeridné granity v oblasti Rudníka, majú len výrazné jarné maximum výdatnosti (obr. 10). Rozdiely v maximálnej a minimálnej výdatnosti sú podstatne menšie ako pri prameňoch viazaných na metamorfované súvrstvia paleozoika.

Pramene hlbšieho obehu s infiltračnou oblasťou vzdialenou od miesta výstupu majú konštantnú zvýšenú teplotu v priebehu celého roka a ustálenú výdatnosť. Razenie banských diel zasahuje do nádrží podzemnej vody, a tak sa vytvárajú nové odtokové cesty. Nastávajú zmeny, ktoré sa odrážajú aj na režime podzemnej vody. Môžu sa meniť aj vlastné obehové cesty, stavy hladín, chemické zloženie a podobne. Zmeny pri postupe razenia banských prác majú neustálený charakter. Okrem podmienok infiltrácie na ne vplyva aj drénovanie úsekov s akumulovanými zásobami podzemnej vody. Sú pre ne typické rýchle zmeny výdatnosti.



Obr. 9. Graf kolísania teploty a výdatnosti prameňov v Medzeve (Repka, 1975).

Pramene: 226, 238, 237, 236 – kryštalické vápence s vložkami diabasov a diabasových tufov – karbón.



Obr. 10. Graf kolísania teploty a výdatnosti prameňov v Rudníku a Hýľove (Repka, 1975).
 Pramene: 2p, 3p – gemeridné granity (oblasť Rudníka); 1p – porfyroidy gelnickej série (Hýľov).

Po opustení banských diel sa vývojové štádium režimu skončí a sformuje sa konečný, ovplyvnený režim. Banské diela, ktoré sa odvodňovali odčerpávaním, sa zaplavia, iné, ktoré sa odvodňovali samospádom, budú trvalo drénovať pôvodnú nádrž podzemnej vody. Kolísanie výdatnosti v takýchto dielach obyčajne závisí od intenzity zrážok.

4.3.9. Slovenský kras

Územie Slovenského krasu budujú v podstatnej miere sedimenty mezozoika, v ktorých podložie a severné obmedzenie tvoria relatívne slabo priepustné horniny paleozoika.

Obeh vody v horninách spodného triasu závisí od striedania priepustnejších a menej priepustných vrstiev, ich hrúbky a tektonickej pozície. Na základe doteraz získaných poznatkov spodotriasový komplex možno charakterizovať ako slabo priepustný. Obeh vody sa viaže prevažne na zónu rozvoľnenia a tektonicky porušené zóny.

Z hľadiska zvodnenia najvýznamnejší hydrogeologický celok sú triasové vápence a dolomity. Obeh podzemnej vody v nich je značne komplikovaný.

Pre hydrogeologické pomery Slovenského krasu je charakteristické, že tu chýba povrchový odtok. Celé zrážkové vody infiltrujú do skrasovatených karbonátov mezozoika.

Prúdenie vody v karbonátoch silne ovplyvňuje veľká anizotropia karbonátov, podmienená tektonickým vývojom. Skrasovatenie je priamo úmerné intenzite tektonického porušenia. Na tektonických líniiach prvoraďového významu sa vytvorili jaskynné systémy líniového charakteru.

Podstatný význam pri dréňovaní hydrogeologických štruktúr majú hydrogeologicky významné línie. Odvádzajú väčšinu podzemnej vody v štruktúre smerom k vyvieracím. Oblasti medzi takýmito tektonickými líniami sú menej skrasovatené, a teda aj menej zvodnené. Ak ich nedrénujú tektonické línie alebo jaskynné systémy, odvodňujú sa prevažne skryto, najčastejšie do pokryvných útvarov (Orvan, 1984).

Špecifickou črtou skrasovateného karbonátového komplexu s preferovanými obehovými cestami je, že sa tu nevytvára súvislá hladina krasovej podzemnej vody. Podzemná voda často vyplňa iba krasové dutiny rozšírené do jaskynných systémov, pričom úseky medzi hydrogeologicky významnými zlomovými líniami, na ktorých sa vytvorili preferované obehové cesty, sú často nezvodnené. Kolísanie hladiny podzemnej vody v závislosti od zrážok sa v takýchto podmienkach neprejavuje kontinuálne v celom komplexe, ale hladina výrazne kolíše v úzkych prírodných cestách krasových vôd. Tieto zóny miestami siahajú aj pod miestnu erozívnu bázu. Rozkyv hladín je 5,0 až 15,0 m. V tejto výškovej úrovni nad miestnou erozívnou bázou vyvierajú krasové vody pri intenzívnych zrážkach, resp. pri náhlom topení snehu. Vznikajú pri tom občasné pramene.

Odtok krasových vôd z väčšiny hydrogeologických štruktúr Slovenského krasu prebieha niekoľkými spôsobmi (Orvan, 1984).

Jednou z foriem je odtok prameňmi v úrovni miestnej erozívnej bázy na obvode planín. Také sú napríklad pramene v Drienovci a Drienoveckých kúpeľoch, prameň Teplica, Turňa, Žigárt, Teplá voda, Buzgó, Za továrňou v Kunovej Teplici, Gyepü, Hradná vyvieracia a iné. Výsledky ich sústavného režimového pozorovania sú v tab. 19.

Ďalší spôsob je odtok prameňmi kombinovaný so skrytým odtokom. Takýto charakter majú pramene Pod veľkou skalou, Pistrang, Vidová, Közsörü, Topoko, Pod Lomom, Zugó, Eveteš, Veľká hlava, Sv. Ladislav a iné (tab. 19).

Odtok výstupnými prameňmi na regionálnych tektonických líniiach predstavujú pramene Veľká studňa v Paškovej, Teplica v Kunovej Teplici a Buzgó v Bohúňove.

Významný je skrytý odtok podzemnej vody do hlbších štruktúr v území Slovenského krasu. Takýto charakter má napríklad odtok do hlbkej synklinály vápencov stredného triasu v oblasti Slavca v doline Slanej. Overil to hydrogeologický vrt s výdatnosťou $18,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplotou vody $16,0 \text{ }^\circ\text{C}$ (hlbka vrtu 390,0 m).

Posledným spôsobom odvodňovania Slovenského krasu je odtok krasových vôd mimo územia Slovenského krasu pod terciérne sedimenty Rimavskej kotliny. Tieto vody zachytili vrty v oblasti Šafárikova. Majú zvýšenú mineralizáciu a teplotu ($18,0 \text{ }^\circ\text{C}$).

Významnou hydrogeologickou črtou Slovenského krasu, ktorá podmieňuje obeh podzemnej vody, je systém paralelne prebiehajúcich, rôzne širokých antiklinál a synklinál smeru východ – západ. Pozdĺžne tekto-

Tab. 19. Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov v Slovenskom krase.

Číslo pram.	Názov prameňa, lokalita	Horninové prostredie	Obdobie pozor.	Výdatnosť (l · s ⁻¹)			Q _{max} Q _{min}
				min.	priem.	max.	
243	Teplica, Jasov	vápence, dolomity, trias	1964	2,1	35,0	123,0	58,5
252	Bezodná st., Jasov	vápence, trias	1964 – 1967	12,0	30,0	50,0	4,1
185	Bleskový pr., Drnava	vápence, trias – jura	1967	0,0	3,5	49,6	–
184	Pri križi, Kováčová	vápence, trias	1966	2,2	7,2	33,1	16,5
200	Lúčka	vápence, dolomity, trias	1962 – 1967	1,2	2,3	13,2	11,0
199	Tri studne, Lúčka	vápence, dolomity, trias	1962 – 1967	0,8	4,0	12,5	1,1
215	Tri studne, Bôrka	vápence, dolomity, trias	1967	3,2	4,0	5,7	1,7
216	Vyvieračka, Zádiel. dol.	vápence, dolomity, trias	1966 – 1972	9,0	45,3	280,0	31,1
227	Čertov most, Turn. pod.	vápence, trias	1966 – 1972	0,0	15,6	999,0	–
229	Nádrž, Háj	vápence, dolomity, trias	1956 – 1962	3,5	–	12,5	3,5
245	Sv. Ladislav, Debraď	vápence, trias	1968	2,5	–	67,5	27,0
247	Kúpele, Drienovec	vápence, trias	1967 – 1972	0,4	13,9	43,0	107,5
246	Redník, Debraď	vápence, trias	1968 – 1972	0,0	4,7	240,0	–
244	Sv. Ján, Debraď	vápence, trias	1956 – 1964	4,0	30,0	760,0	190,0
253	Hatiny, Jasov	vápence, trias	1956 – 1967	9,6	–	108,0	12,2
254	Pod skalou, Hatiny	vápence, trias	1966 – 1972	0,0	–	29,4	–
84	Hlavište 1, 2, Gemerská Teplica	dolomity, trias	1967 – 1972	0,6	21,8	236,0	393,3
85	Hlavište, bočný, Gemerská Teplica	dolomity, trias	1967	1,0	5,3	29,4	29,4
124	Veľká studňa, Pašková	vápence, trias	1967 – 1969	2,0	22,0	60,0	30,0
105	Teplica, Kun. Teplica	vápence, dolomity, trias	1966	8,2	14,3	67,7	8,2
122	Zugó, Kun. Teplica	vápence, dolomity, trias	1956	4,3	16,5	108,8	25,3
121	Zugó – jask., Kun. Teplica	vápence, dolomity, trias	1969	2,6	45,2	1 111,0	427,3
123	Za továrnou, Kun. Teplica	vápence, trias	1967	0,01	11,0	697,0	–
163	Buzgó, Kr. Dlhá Lúka	vápence, trias	1956	6,4	49,0	450,0	70,3
148	Pri Cigánoch, Slavec	vápence, trias	1967	0,0	5,0	63,0	–
145	Gyepü, Slavec	vápence, trias	1966	0,7	79,6	855,0	1 221,4
146	Pod veľkou skalou, Slavec	vápence, trias	1967	0,0	30,0	536,0	–
162	Pod kapličkou, Kr. Dlhá Lúka	vápence, dolomity, trias	1957 – 1965	0,1	–	6,5	65,0
164	Pod kameňolomom, Kr. Dlhá Lúka	vápence, dolomity, trias	1967 – 1972	0,9	5,9	56,5	62,7
170	Eveteš, Hrušov	vápence, trias	1963 – 1972	4,8	41,6	673,0	140,2
187	Czorgó, Jablonov n. T.	pieskovce, vápence, sp. trias	1968 – 1972	0,0	–	4,7	–
204	Za mostom, Jablonov n. T.	sutiny	1971 – 1972	0,0	10,5	172,0	–
203	Veľká hlava, Hrhov	vápence, dolomity, trias	1966	2,3	39,0	102,0	44,3
202	Veľká hlava, občasný, Hrhov	vápence, dolomity, trias	1966	0,0	27,4	740,0	–
219	Teplá voda, Včeláre	dolomity, trias	1966 – 1967	14,0	19,0	44,0	3,1
231	Zigárt, T. Podhradie	vápence, pieskovce, trias	1968	0,0	10,1	40,0	–
242	Rybník, Turňa n. B.	vápence, trias	1956 – 1962	46,1	120,0	454,0	9,8
240	Skalité – obč., Háj	vápence, trias	1966 – 1972	0,0	10,3	567,0	–
239	Skalité, Háj	vápence, trias	1966 – 1972	1,8	24,5	310,0	172,2
248	Kameňolom, Drienovec	vápence, trias	1969 – 1972	1,7	7,3	96,5	56,7
249	Vyvieračka Drienovec, Drienovec	vápence, trias	1958 – 1961	145,0	210,0	266,6	1,8
86	Pri Cigánoch, Hucín	vápence, trias	1967 – 1972	0,0	3,3	29,4	–
108	Rybník, Gem. Sad	vápence, trias	1967 – 1972	0,3	24,7	368,0	1 226,6
106	Kamenická st., Gem. Sad	vápence, trias	1967 – 1972	0,3	1,8	4,9	16,3
125	Studená dol., Plešivec	vápence, trias	1956 – 1972	0,0	4,2	199,0	–
126	Pod vápenkou, Plešivec	vápence, trias	1967	0,0	8,0	157,0	–
152	Vidová	vápence, trias	1967 – 1970	4,7	19,1	162,0	34,4
150	Pri cintoríne, Slavec	vápence, trias	1967	0,01	5,5	58,8	–
149	Pistrang, Slavec	vápence, trias	1958 – 1965	8,0	26,0	285,0	35,6
151	Biela vyv., Slavec	vápence, trias	1966	0,0	18,7	310,0	–
153	Čierna vyv., Slavec	vápence, trias	1967	5,2	75,0	697,0	134,0
167	Sokol. dol., Silická Jablonica	vápence, trias	1967 – 1971	0,47	52,8	491,0	1 044,6
166	Mlynský, Silická Jablonica	vápence, trias	1967 – 1972	0,5	4,5	138,0	276,0
174	Za finanč. bud., Silická Jablonica	vápence, trias	1968 – 1972	1,0	7,0	134,0	134,0
172	Silická Jablonica	vápence, trias	1966 – 1972	0,1	–	34,0	340,0
173	Studňa pri hr.,	vápence, trias	1966 – 1972	0,15	2,5	44,0	293,3

Číslo pram.	Názov prameňa, lokalita	Horninové prostredie	Obdobie pozor.	Výdatnosť (l . s ⁻¹)			Q _{max} Q _{min}
				min.	priem.	max.	
	Silická Jablonica						
189	Kossörö, Jablonov n. T.	vápence, trias	1963	5,5	14,2	34,0	6,1
188	Tapolca, Jablonov n. T.	vápence, trias	1967 – 1972	0,0	42,6	1 042,0	–
205	Hrhov	vápence, trias	1971 – 1972	0,05	–	3,3	66,0
109	Stredný, Gemerská Hôrka	vápence, dolomity, trias	1956 – 1972	3,3	6,6	7,7	2,3
129	Päťročnica, Gemerská Hôrka	vápence, trias	1956 – 1972	0,07	2,9	39,8	568,5
126	Pri hradskej, Plešivec	vápence, trias	1962 – 1967	1,0	4,5	52,0	52,0
127	Pod Lysuňou, Plešivec	vápence, trias	1966	0,6	3,5	53,5	89,1
159	Kráľ. studňa, Silická Brezová	vápence, trias	1967 – 1971	0,0	23,3	265,0	–
158	Ardačka, Silica	vápence, dolomity, trias	1956 – 1964	0,9	–	54,0	60,0
131	Buzgó, Bohúňovo	dolomity, vápence, trias – jura	1956 – 1967	43,0	94,7	365,0	8,4
154	Malá a veľká vyvieracia, Kečovo	dolomity, vápence, trias	1966	2,9	58,7	180,0	62,0

nické línie rozčleňujú Slovenský kras na 3 štruktúry, a to hačavsko-jasovskú, silicko-turniansku a plešivecko-brezovskú. Priečne tektonické línie a elevácie spodného triasu rozdeľujú tieto štruktúry na menšie čiastkové štruktúry (Šuba, 1973).

Hačavsko-jasovská hydrogeologická štruktúra leží na paleozoiku Volovských vrchov s miernym sklonom na juh. Má ucelený vrstvový sled od spodného triasu až po vrchný trias. Na paleozoiku často priamo ležia vápence stredného triasu. Vnútorňa vrásová a zlomová tektonika rozčleňuje túto hydrogeologickú štruktúru na štyri čiastkové hydrogeologické štruktúry: hačavsko-jasovskú, Jesenného vrchu, Lúčky a Drienovca.

Hydrogeologicky najvýznamnejšia je východná časť štruktúry. Odvodňuje sa v súlade s úklonom nepriepustného podložja najmä pri svojom jv. a v. okraji a čiastočne pri z. okraji. Zo štruktúry ako celku vystupuje celý rad prameňov – pramene v doline Blatnického potoka, prameň Teplica v Jasove, pramene v oblasti Hájskeho potoka, prameň Hatiny, prameň Drienovec a prameň v Drienovských kúpeľoch (tab. 19). Priemerný sumárny odtok podzemnej vody vystupujúcej v dokumentovaných prameňoch z hydrogeologickej štruktúry je 410 l . s⁻¹ (Šuba, 1979).

Na základe hydrogeologického prieskumu (Šuba, 1979) sa z vymedzených hydrogeologických štruktúr orientačne vypočítal priemerný ročný odtok podzemnej vody vystupujúcej na povrch v množstve 450 až 500 l . s⁻¹ a prestup krasovo-puklinových vôd do kvartérnych sedimentov 40 – 90 l . s⁻¹.

Silicko-turniansku hydrogeologickú štruktúru tvorí triasový vápencovo-dolomitový komplex. Je synklinálne uložený na spodnotriasových horninách. Synklinála je transverzálne zvlnená. Vrásová tektonika spolu s priečnou zlomovou tektonikou rozčleňuje štruktúru na šesť viac-menej samostatných čiastkových hydrogeologických štruktúr – Vysokej, Horného vrchu, Veľkej skaly, Plešivskej planiny, Pipíša a Slovenskej skaly – Pipíša.

Z hydrogeologickej štruktúry vystupuje celý rad významných prameňov. Najvýznamnejšie z nich sú pramene Hlavište v Gemerskej Teplici, prameň Zugó, Výver z jaskyne a Za továrňou v Kunovej Teplici, prameň Veľká studňa v Paškovej, prameň Gyepü, Biela vyvieracia, Pistrang a Pod Veľkou skalou v Slavici, prameň Buzgó v Krásnohorskej Dlhej Lúke, prameň Eveteš v Hrušove, prameň Veľká hlava v Hrhove, pramene Skalitého potoka a Výtok z jaskyne v Háji, prameň Kameňolom pri Drienovici, prameň Teplá voda, Žigart a prameň Rybník v Turni (tab. 19). Z hydrogeologickej štruktúry vystupuje sumárne v prameňoch v priemere 760 l . s⁻¹ podzemnej vody. Celkový (dokumentované pramene a skryté prestupy) odtok podzemnej vody je v priemere 935 – 1 065 l . s⁻¹ (Šuba, 1979).

Plešivecko-brezovská hydrogeologická štruktúra má silnú redukciu slienito-vápencového súvrstvia spodného triasu a veľmi zložitú tektoniku bazálnych členov stredného triasu (gutensteinských vápencov a dolomitov). Vyššie členy stredného triasu majú konštantný úklon na sever. Na základe geologickej stavby v štruktúre vyčleňujeme štyri čiastkové hydrogeologické štruktúry: Koniar, Ardovská, Bukového vrchu a Dolného vrchu. Jej západná časť, zaberajúca planinu Koniar a k nej z juhu prilahlú oblasť karbonátov prekrytých neogénom, sa odvodňuje všetkými smermi, prevažne však malými prameňmi. Strednú časť a južný cíp Plešivskej planiny a sz. časti Silickej planiny rozdeľuje údolie rieky Slanej. Do neho sa odvodňuje prevažná časť podzemnej vody, a to jednak vo forme prameňov, jednak priamym prestupom podzemnej vody do náplavov rieky. Východná časť je na hranici s Maďarskom a na našom území je z nej len časť planiny Dolný vrch. Na našom území túto časť odvodňujú iba pramene v úseku od Silice po Hrhov. Zo štruktúry vy-

stupuje celý rad významných prameňov. Spomedzi nich priemernú výdatnosť viac ako $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ majú pramene Čierna vyvierajúca (Gombasek), Vidová (Vidová), Pod Sokolou skalou, Za horárňou, Za finančnou budovou, Kösörü a Tapolca (tab. 19). Z vymedzenej hydrogeologickej štruktúry v prameňoch aj priamych vstupoch podzemnej vody do povrchových tokov a mladších súvrství vystupuje sumárne $390 - 460 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ krasovo-puklinových podzemnej vody. Z toho dokumentovaný sumárny výstup podzemnej vody v prameňoch je $293 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Podstatná časť **kečovskej** hydrogeologickej štruktúry je na území Maďarska. Hlavný smer odvodňovania podzemnej vody tejto hydrogeologickej štruktúry je na juh. Na našom území z nej vyvierajú iba niekoľko menších prameňov južne od Silice s celkovou výdatnosťou $5,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a pramene pri Kečove.

Režim podzemnej vody vápencovo-dolomitických komplexov má rovnaký charakter. Voda sa dopĺňa zrážkami, pričom časť infiltruje a dostáva sa do obehových ciest, zvyšok sa vyparí. Povrchový odtok prakticky neexistuje, pretože povrch vápencovo-dolomitického komplexu je intenzívne skrasovatený.

Vápencovo-dolomitický komplex sa v najväčšom rozsahu dopĺňa pri jarnom topení snehovej pokrývky. Voda z roztopeného snehu zaplňuje krasové priestory, výdatnosť prameňov prudko stúpa. Pramene, ktoré boli v predchádzajúcom období suché, sú dotované vodou. V závislosti od výšky výveru kulminujú a množstvo odtekajúcej vody sa pozvoľna znižuje. Ďalšie znižovanie výdatnosti závisí od množstva zrážok spadnutých v období od apríla do júna. Súčasne sa prejavuje vyprázdňovanie vyššie položených krasových priestorov. Časť prameňov v uvedenom období vysychá.

Zrážky spadnuté v letných mesiacoch júl a august vzhľadom na vysoký úhrnný výpar zrejme výdatnosť prameňov neovplyvňujú. Výnimkou sú búrkové zrážky charakteru prietrže mračien, ktoré sa prejavujú na výdatnosti prameňov.

Jesenné zrážkové minimum sa prejavujú ďalším poklesom ešte tečúcich prameňov. Zvýšenie zrážkovej činnosti v druhej polovici októbra a v novembri sa na výdatnosti prameňov prejavuje rôzne, zrejme v závislosti od vyprázdnenia krasových priestorov v letných mesiacoch.

4.3.10. Košická kotlina

V Košickej kotline v neogénnych sedimentoch sú kolektormi podzemnej vody piesky, štrky, pieskovce, resp. zlepenec. Viazu sa na ne artézske podzemné vody, a to najmä na sedimenty sarmatu a pliocénu. Výskyt artézskych podzemnej vody je známy priamo z Košíc a okolia.

Artézske vrty sú hlboké $90,0 - 180,0 \text{ m}$ a majú výdatnosť $2 - 3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, výnimočne až $6,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Ich teplota v závislosti od hĺbky obehu sa pohybuje okolo $14 - 16 \text{ }^\circ\text{C}$. Ako už bolo uvedené, v Košickej kotline v dôsledku tektonického rozčlenenia územia sú vyvinuté iba menšie artézske panvy. Takéto panvy sa zistili v území medzi obcami Čaňa – Šebestovce – Nižná Hutka. Zistili sa tam artézske horizonty v hĺbke $106,0$ až $250,0 \text{ m}$. Ich hrúbka sa pohybuje od $4,0$ do $10,0 \text{ m}$ (Rudinec, 1967). Zvodnenú polohu predstavujú štrkopiesky spodného sarmatu s obliakmi od $3,0$ do $10,0 \text{ cm}$. Oblasť výskytu artézskych vôd predstavuje depresiu s osou približne v smere S – J s regionálnym stúpaním vrstiev na východ a západ. Prvý artézsky horizont sa napája na východnej strane infiltrovanou vodou zo Slanských vrchov. Nie je však vylúčené ani čiastočné dopĺňanie horizontov vodou zo západnej strany zo svahov Slovenského rudohoria.

Druhý a tretí horizont predstavujú viac-menej šošovkovité nádrže podzemnej vody so sťaženými podmienkami dopĺňania. Vo väčšine vrto, ktoré prenikli cez spomínané artézske horizonty v spodnom sarmate, sa zaznamenal preliv vody nad terénom. Výdatnosť vrto sa nemerala.

Západne od Sokolianskeho potoka značná časť súvrstvia má ílovito-piesčité a ílovito-štrkovité charakter. Nie sú tu zvlášť priaznivé podmienky na akumuláciu a cirkuláciu väčšieho množstva vody. Štrkovité a piesčité polohy sú najviac vyvinuté na podhorí Volovských vrchov. Zo západu ich ohraničuje údolná niva Bodvy a z juhu Bodvianska rovina. Smerom do kotliny sa vyklinujú. Keďže nad nimi ležia kvartérne sedimenty, tvoria spolu jeden hydraulický celok. Tkáčik (1964) uvádza, že pliocénne obzory majú vodu s napätou hladinou s negatívnou úrovňou, ktorá po narazení sa obyčajne vyrovná s úrovňou vody v kvartéri. Pliocénne sedimenty od Moldavy nad Bodvou a Veľkej Idy na sever sú zvodnené nízko až stredne, s mernou výdatnosťou vrto (č. 145, 173, 174, 154) od $0,02$ do $0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Možnosti dopĺňania sú dost' obmedzené.

Juhozápadnú časť Košickej kotliny, tzv. Moldavskú nížinu a Turniansku kotlinu (resp. Bodviansku vrchovinu), tvoria prevažne ílovité sedimenty, sporadicky piesky a piesčité štrky. V priestore Žarnov – Hos-

ťovce spod neogénnych sedimentov vystupujú stredotriasové karbonáty. Neogénne sedimenty tu neboli hydrogeologicky preskúmané. Litologický charakter a geologické pomery však nevytvárajú vhodné podmienky na akumuláciu väčšieho množstva podzemnej vody. Komplex hodnotíme ako slabo zvodnený až nepriepustný celok.

4.3.11. Rimavská a Rožňavská kotlina

Vlastnú výplň Rimavskej kotliny tvoria sliene a piesčité sliene s polohami slienitých pieskocov. Ako celok je to komplex nezvodnený a nemá vlastný obeh podzemnej vody. Tvorí nepriepustné podložie fluviaálnych sedimentov. V miestach, kde slienité súvrstvie nasadá transgresívne na staršie zvodnené komplexy (napr. karbonatické ostrovy mezozoika západne od údolia Muráňa), pôsobí na ich podzemnú vodu ako bariéra. Zo zlomových porúch majú význam len niektoré.

Anomáliou je krasový artézsky prameň v Šafárikove-Králiku (č. 88) s výdatnosťou $29,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplotou vody $17,0 \text{ }^\circ\text{C}$. Predpokladá sa, že zrážková voda infiltrovaná do karbonátov Slovenského krasu prúdi súhlasne s ich úklonom pod terciérne sedimenty Rimavskej kotliny do synklinály Stránskej. Časť tejto vody vystupuje na povrch v prameni Králik a časť sa podieľa na hlbšom obeh. Výstup podzemnej vody v prameni Králik podmieňuje zlomové pásmo v údolí rieky Slaná. Voda vystupuje z vápencov na povrch po puklinách zlomového pásma cez slienité sedimenty egeru. Ako dokumentujú termometrické merania rieky Slaná, časť vody prestupuje do fluviaálnych sedimentov (Maďar in Zakovič et al., 1989), časť vody z karbonátov Slovenského krasu dotuje aj minerálne vody prameňov v Šafárikove (č. 111) s výdatnosťou $16,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplotou vody $17,0 \text{ }^\circ\text{C}$. Na povrch vystupuje aj zlomovým pásmom cez slienité sedimenty egeru.

Veľmi obmedzený obeh podzemnej vody má lučenské súvrstvie. Aj keď šlírový charakter súvrstvia neumožňuje väčšiu infiltráciu zrážkovej vody a cirkuláciu podzemnej vody, výnimku predstavujú okrajové bazálne fácie kišcelu a egeru a väčšia hrúbka piesčitých polôh. Relatívne intenzívnejší obeh podzemnej vody môže byť po tektonických líniách, ktoré zároveň predstavujú výstupné cesty pre CO_2 (pramene č. 48, 61, 62). Celkove však lučenské súvrstvie predstavuje nepriepustné podložie pokoradzského súvrstvia v severnej časti kotliny a kvartérnych sedimentov.

Najvrchnejšiu časť sedimentov terciéru Rimavskej a Rožňavskej kotliny predstavujú sedimenty poltárskeho súvrstvia (pont). Súvrstvie pestrých ílov, polymiktných hlinitých štrkov, štrkopieskov a pieskov jazerono-riečnej fácie na základe dosiaľ vykonaných prieskumných prác možno celkove hodnotiť ako veľmi slabo zvodnené. Výdatnosť vrtov zo štrkovito-piesčitých polôh býva do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ojedinele okolo $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom merná výdatnosť väčšiny vrtov je nižšia ako $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Z hľadiska obehu podzemnej vody rozlišujeme výplň údolí a pokryvov pahorkatín. Neogénna výplň údolí je značne nepriepustná, koeficient filtrácie je rádovo $10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Tvoria nepriepustnú bariéru pre podzemnú vodu triasových karbonátov a nepriepustné podložie fluviaálnych sedimentov. Pokryv pahorkatín sa javí priepustnejší, koeficient filtrácie je rádovo $10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Vyvierajú tu aj pramene s malou výdatnosťou, do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Podzemná voda sa dopĺňa infiltráciou zo zrážok, prípadne zo starších horninových celkov na okraji Rožňavskej kotliny. Celkove však poltárske súvrstvie nevytvára vhodné podmienky na akumuláciu väčšieho množstva podzemnej vody. Má charakter nízko zvodneného až nepriepustného hydrogeologického celku.

4.3.12. Fluviaálne sedimenty riek Hornád, Torysa, Bodva, Slaná a Hron

V poriečnej nive Hornádu tvoria zvodnenú vrstvu piesčité štrky. Ich hrúbka značne kolíše. V úseku Maše pri Smižanoch až po Markušovce má Hornád široké kotlinové údolie s riečnymi sedimentmi v hrúbke $2,7 - 6,0 \text{ m}$. Sú to v podstate zahlinené štrky s výdatnosťou jednotlivých vrtov $0,1 - 7,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

V úseku Markušovce – Olcnavy sú zvodnené piesčité štrky s malou hrúbkou, $0,60 - 1,80 \text{ m}$. Jeden vrt overil výdatnosť $5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Od Olcnavy po ústie Olšavy tečie Hornád v širokom údolí. Zvodnenú vrstvu tvoria štrkopiesky v hrúbke $2,50 - 6,0 \text{ m}$. Hladina podzemnej vody je $1,0 - 4,0 \text{ m}$ pod terénom. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od $1,3$ do $6,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V úseku po Kropachy je údolná niva Hornádu užšia. Výdatnosť vrtov je $0,5 - 4,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V úseku Kropachy – Veľká Lodina je hrúbka fluviaálnych sedimentov $2,0 - 4,0 \text{ m}$. Odpadová voda zo Sloviniek a Kropách spôsobuje kolmatovanie koryta Hornádu, takže štrky majú zníženú priepustnosť. V úseku Margecany – Veľká Lodina je zátopové územie vodnej nádrže Ružín.

V úseku Veľká Lodina – Kysak fluviálne náplavy v hrúbke 4,0 – 8,0 m tvoria najmä piesčité štrky, miestami zahlinené. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od 3,8 do 9,6 l . s⁻¹. Hornád od Kysaku po Ťahanovce tvorí epigenetické údolie na východnom okraji Čiernej hory. Hrúbka náplavov pri Kysaku je 5 – 6,0 m a pri Družstevnej nad Hornádom od 7,0 do 10,0 m. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od 2,4 do 12,6 l . s⁻¹.

V oblasti Košickej kotliny majú náplavy Hornádu pomerne pravidelnú hrúbku. Hrúbka zvodnenej vrstvy je priemerne 5 – 7,0 m, severne od Košíc aj viac ako 9,0 m. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od 5,0 do 20,0 l . s⁻¹, často však aj okolo 40,0 l . s⁻¹.

Hladina podzemnej vody v náplavoch Hornádu je v hydraulikej spojitosti s hladinou vody v Hornáde. Hlavným zdrojom dopĺňania podzemnej vody je rieka Hornád. Generálny smer prúdenia podzemnej vody je paralelný s povrchovým tokom. Hlavný vplyv na rozkvy hladiny podzemnej vody má kolísanie hladiny vody v rieke. Vplyv zrážok je nepodstatný. Rozkvy hladiny podzemnej vody na vrtoch štátnej pozorovacej siete je v intervale 1,03 – 1,13 m.

V náplavoch Torusy kolektorom podzemnej vody sú piesčité štrky. V úseku Prešov – Ličartovce zvodnenú vrstvu tvoria piesčité štrky s pieskami v hrúbke 2,5 až 8,0 m. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od 1,0 do 2,0 l . s⁻¹. V úseku Ličartovce – Vojkovce zvodnená vrstva piesčitých štrkov obsahuje vysoké percento piesčitých frakcií. Výdatnosť vrtov je priemerne 1,0 – 2,0 l . s⁻¹. V úseku Vojkovce – sútok Torusy s Hornádom najväčšia hrúbka zvodnenej vrstvy je pri Beniakovciach, a to 15,0 – 23,0 m. Sú to štrky s polohami ílov a pieskov. Smerom na juh sa hrúbka znižuje a pri Košických Olšanoch je iba 1,3 – 2,8 m. Najväčšia výdatnosť sa zistila pri Beniakovciach a Rozhanovciach, 1,2 – 8,0 l . s⁻¹, pričom pri Košických Olšanoch a Košickej Polianke nepresahuje 1,5 l . s⁻¹.

Hladina podzemnej vody je v hydraulikej spojitosti s hladinou vody v Toryse. Pri vyšších stavoch rieka dopĺňa zdroje podzemnej vody. Hlavným zdrojom dopĺňania podzemnej vody aj v dolnej časti toku, kde sa hrúbka povodňových hĺn zväčšuje, je infiltrácia vody z Torusy.

Fluviálne náplavy Bodvy v úseku Moldava nad Bodvou – Host'ovce spolu s náplavami Čechanky, Idy a ďalších prítokov vytvárajú v Bodvianskej rovine súvislý zvodnený horizont (Tkáčik, 1964; Mičák, 1974). Hrúbka zvodnených štrkov je veľmi variabilná, od 3,8 do 12,8 m. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od 6,0 do 20,0 l . s⁻¹, lokálne iba do 1,0 l . s⁻¹. Extrémna výdatnosť sa zistila v lokalite Péder, 27,0 l . s⁻¹, a Host'ovce, 43,0 l . s⁻¹. V úseku údolia Bodvy medzi Hatinami a Moldavou nad Bodvou je hrúbka náplavov 8,1 – 16,2 m a výdatnosť vrtov 6,0 až 25,0 l . s⁻¹.

Vcelku menej priaznivé pomery majú náplavy v severnej časti územia v oblasti výskytu veľkých náplavových kužeľov. Tie spôsobili zväčšenie prínosu ílovitej frakcie do náplavov. Podzemná voda v kvartérnych náplavoch sa dopĺňa jednak infiltráciou z povrchových tokov, jednak prestupmi zo susedných krasových území a infiltráciou zo zrážok (Tkáčik, 1964; Mičák, 1974). V priebehu roka silno prevláda drenáž podzemnej vody povrchovými tokmi nad infiltráciou vody z rieky do náplavov. Veľmi dôležitou zložkou dotácie vody štrkových náplavov sú skryté vývery krasových vôd, najmä medzi Host'ovcami a Žarnovom (Mičák, 1974) a v oblasti Slatiny (Orvan, 1975). Zo zrážok sa na dopĺňaní zdrojov podzemnej vody podieľajú iba zrážky zimného polroka. V letnom polroku sa podstatná časť zrážok spotrebúva na výpar. Rozkvy hladiny podzemnej vody počas roka je rôzny. Maximálna hladina je v marci a apríli, minimálna v septembri a v októbri. Smer prúdenia vody je zhruba totožný so smerom v povrchových tokoch.

V pravostrannom prítoku Bodvy, ktorým je rieka Turňa, je hrúbka štrkopiesčitých sedimentov od 0,5 do 12,0 m. Výdatnosť vrtov je priemerne do 1,0 l . s⁻¹. Kolektorom podzemnej vody fluviálnych náplavov riek Slaná, Muráň, Štítnik, Turiec a Blh sú piesčité štrky. Ich podložie tvoria horniny paleozoika, mezozoika a neogénu.

Horný úsek poriečnej nivy Slanej po Brzotín má malú hrúbku fluviálnych sedimentov, od 3,2 do 4,2 m. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od 0,03 do 0,1 l . s⁻¹. Je to dôsledok značného podielu ílovitej frakcie v štrkoch. Priaznivejšie pomery sú v úseku Vyšná Slaná – Gočovo, kde výdatnosť vrtov sa pohybuje od 0,4 do 1,0 l . s⁻¹, pri Gočove až 2,4 l . s⁻¹. V úseku od Brzotína po Bohúňovo je hrúbka náplavov dosť nerovnomerná, najčastejšie od 3,5 do 4,5 m, miestami 5,5 – 6,1 m. Výdatnosť vrtov je iba 1,0 – 3,5 l . s⁻¹. Je to dôsledok malej hrúbky zvodnenej vrstvy. Anomáliou sú miesta lokálne priepustnejších štrkov dotovaných príronmi podzemnej vody z triasových karbonátov Slovenského krasu. Výdatnosť vrtov tam dosahuje hodnoty 11,0 – 12,0 l . s⁻¹ (Plešivec a Gombasek) a v oblasti Slavca až 19,0 l . s⁻¹.

Hrúbka náplavov od Bohúňova po Šafárikovo je priemerne 4,5 – 6,5 m. Výdatnosť vrtov je priemerne 6,0 až 9,0 l . s⁻¹, miestami aj 10,0 – 18,0 l . s⁻¹ (Gemery). Z hydrogeologického hľadiska si zaslúžia pozornosť aj fluviálne sedimenty pravostranných prítokov Slanej, a to Štítnika, Muráňa a Turca. Zvodnené štrkopiesky v riečnej nive **Štítnika** sú výrazne poznačené prítomnosťou ílovito-hlinitej frakcie. Celková hrúbka náplavov v hornej časti údolia je 3,7 – 4,2 m a hrúbka štrkov 1,5 – 3,0 m. Medzi Štítnikom a ústím do Slanej je hrúbka náplavov 3,0 – 5,3 m a hrúbka zvodnených štrkov nepresahuje 0,7 až 2,2 m, v oblasti Štítnika 2,6 – 3,9 m. Vrty dosahujú výdatnosť od 0,2 do 3,2 l . s⁻¹. Do fluviálnych náplavov Štítnika prestupuje aj voda z triasových vápencov a dolomitov.

Vo fluviálnych sedimentoch **Muráňa** od Revúcej po Licince sa celková hrúbka náplavov oproti hornému úseku znižuje na 3,0 – 5,0 m a hrúbka zvodnených štrkov na 1,0 – 3,6 m. V porovnaní s horným úsekom je tu vyšší obsah ílovitej a hlinitej frakcie. Vrty overili výdatnosť 0,1 až 0,2 l . s⁻¹, ojedinele do 3,5 l . s⁻¹ (Jelšava). Veľmi nepravidelný je vývoj fluviálnych sedimentov v riečnej nive **Turca**. Je tu značná variabilita hrúbky sedimentov. Väčšia hrúbka náplavov je v oblasti Ratková – Brusník, a to od 5,8 do 8,0 m. Zvodnené, silne zahlinené štrky dosahujú hrúbku 3,0 – 4,5 m, čistejšie štrky iba 1,4 – 2,3 m. Priemerná výdatnosť vrtov je 0,2 – 0,8 l . s⁻¹, lokálne do 3,0 l . s⁻¹ (Ratková). V úseku Gemerská Ves – ústie do Slanej je hrúbka náplavov 3,1 – 5,0 m a zväčšuje sa na 4,7 – 6,5 m, z toho hrúbka štrkov je 1,6 – 3,1 m. Miestami sú vrty negatívne a z priepustnejších štrkov je výdatnosť 0,5 – 2,5 l . s⁻¹. Údolie Blhu v úseku Drienčany – Rimavská Seč vyplňajú náplavy v hrúbke priemerne 4,0 – 5,4 m. Z vrtov možno čerpať 0,15 – 1,5 l . s⁻¹ podzemnej vody, lokálne do 2,0 – 2,5 l . s⁻¹ (Veľký Blh a Uzovská Panica).

Po oboch stranách Blhu od Veľkého Blhu smerom k ústiu do Slanej sú vyvinuté riečne terasy. Hrúbka zvodnených štrkov kolíše od 1,0 do 3,0 m. Podzemná voda sa dopĺňa zo zrážok a zo starších útvarov. Odvodňujú sa skryto do náplavov poriečnej nivy a čiastočne vo forme malých prameňov.

Hrúbka náplavov Rimavy v oblasti Rimavskej Soboty je priemerne 4,2 – 5,5 m, miestami až 6,4 – 6,8 m. Výdatnosť vrtov je 1,0 až 4,0 l . s⁻¹, lokálne 7,0 – 9,0 l . s⁻¹ (Rimavská Sobota).

Rieky Rimava, Blh a Turiec majú v prevažnej časti roka drénujúci účinok. Voda z nich infiltruje iba za vysokých stavov. Rieka Slaná väčšinu roka dotuje podzemnú vodu fluviálnych náplavov poriečnej nivy. Hladina podzemnej vody v alúviu riek Rimavskej kotliny je prevažne voľná. Rozkvyv hladiny podzemnej vody v rokoch 1963 – 1975 v poriečnej nive Slanej sa pohyboval od 1,07 do 4,33 m, Blhu od 0,98 do 2,91 a Rimavy od 0,95 do 3,80 m.

Fluviálne náplavy Hrona od prameňov po Pohorelú podľa výsledkov prieskumných prác (Banský, 1966) tvoria zahlinené štrky. Hydrogeologické vrty v nich boli buď negatívne, resp. prítoky podzemnej vody boli nepatrné.

5. HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY

5.1. Základné podmienky tvorby chemického zloženia podzemnej vody a ich klasifikácia

Ako je zrejmé z hydrochemickej mapy a z výsledkov základného matematicko-štatistického spracovania sústredeného dokumentačného hydrogeochemického materiálu (celkovo 1 237 chemických analýz obyčajných, mineralizovaných a minerálnych vôd), v podzemnej vode zmapovaného územia obiehajúcej plytko pod povrchom výrazne dominuje (početnosť výskytu asi 85 %) kalciovo-(magnéziovo)-hydrogenuhličitanový typ chemického zloženia (typ A₂ podľa Gazdu, 1972). Pomerne hojne sú zastúpené aj vody kalciovo-sulfátového (početnosť výskytu 4,05 %), kalciovo-sulfátovo-hydrogenuhličitanového (početnosť výskytu 3,45 %) a zmiešaného (početnosť výskytu 5,5 %) typu. Tie sa geneticky viažu prevažne na granitoidné horniny kryštalinika (najmä gemeridné granity), gelnickú sériu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria, miocénne (eger) sedimenty Rimavskej kotliny, resp. fluviálne sedimenty kvartéru (najmä fluviálne sedimenty rieky Slanej). Výskyt vôd ostatných vymedzených typov chemického zloženia je iba sporadický.

V prípade minerálnych vôd, ktoré sa formujú v špecifických genetických podmienkach (prevažujúci hlbší obeh, redukčné prostredie, resp. vysoký parciálny tlak CO₂, zvyšková paleosalinita kolektorových obzorov, intenzívny priebeh ionovýmienných, resp. biochemických procesov atď.), sa popri prevažujúcom kalciovo-, resp. kalciovo-(magnéziovo)-hydrogenuhličitanovom type (početnosť výskytu cca 75 %) chemického zloženia výrazne uplatňuje aj natriovo-hydrogenuhličitanový typ, resp. rôzne prechodné typy, medzi nimi najmä natriovo-kalciovo-hydrogenuhličitanový typ, resp. natriovo-chloridovo-hydrogenuhličitanový typ. Pre hlboko uložené terciérne kolektory Rimavskej, resp. Košickej kotliny sú charakteristické natriovo-chloridovo-hydrogenuhličitanové a natriovo-chloridové vody. Z genetického hľadiska reprezentujú v rôznom stupni infiltračné, biogénne, resp. petrogénne metamorfované reliktné morské vody, resp. atmosférogénne vody, ktoré sú v styku s karpatskou soľonosnou formáciou.

Mineralizácia podzemnej vody s plytkým obehom sa pohybuje prevažne v rozmedzí 0,02 – 2,0 g · l⁻¹, ojedinele aj viac, s maximálnou distribúciou (asi 53 %) v intervale 0,2 – 0,6 g · l⁻¹. Výrazne je však zastúpená aj voda s mineralizáciou do 0,2 g · l⁻¹ (asi 23 %), resp. 0,6 – 0,8 g · l⁻¹ (asi 16 %). Najnižšia mineralizácia je charakteristická pre podzemnú vodu kryštalických bridlíc a granitoidov kryštalinika, resp. metamorfitov paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria a najväčšia pre podzemnú vodu neogénnych sedimentov Rimavskej a Košickej kotliny, centrálnokarpatského paleogénu Hornádskej kotliny a Šarišskej vrchoviny, resp. fluviálnych sedimentov kvartéru (najmä fluviálnych sedimentov Hornádu a Torysy). Mineralizácia podzemnej vody mezozoika sa pohybuje prevažne v rozmedzí 0,3 – 0,6 g · l⁻¹.

Najvyššiu mineralizáciu na zmapovanom území, až 300 g · l⁻¹, vykazujú halogénne vody karpatskej soľonosnej formácie (Solivar). Vysokú mineralizáciu dosahuje aj banská voda Spišsko-gemerského rudohoria (napr. banská voda v Smolníku s mineralizáciou až 25 g · l⁻¹, z toho obsah SO₄⁻² tvorí až 15 g · l⁻¹), resp. hlbinné marinogénne vody terciéru, resp. mezozoického podložia. Tie, ak sa vyskytujú v hydrogeologicky uzavretých štruktúrach, dosahujú mineralizáciu až 30 g · l⁻¹ aj viac.

Prevažná väčšina obyčajných aj minerálnych vôd územia má vadózny pôvod. Ich chemické zloženie je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom horninového prostredia, v ktorom sa formujú. V slade s genetickou klasifikáciou chemického zloženia podzemnej vody Západných Karpát (Gazda, 1974) zaraďujeme tieto vody do petrogénneho podtypu atmosférogénnych vôd. Výnimku predstavujú tzv. fluvio-génne vody a hlbinné marinogénne vody terciéru, t. j. v rôznom stupni metamorfované reliktné morské vody.

V závislosti od toho, ktorý, resp. ktoré z mineralizačných procesov sa pri tvorbe chemického zloženia petrogénnych vôd uplatňujú ako určujúce, rozlišujeme niekoľko genetických skupín vôd. Pre kryštalinikum, paleozoikum (najmä gelnickú sériu) a štrkopiesky pliocénnej poltárskej formácie je charakteristický výskyt silikátogénnych, sulfidogénno-silikátogénnych a v menšej miere aj sulfidogénnych vôd. Pre karbonatické komplexy mezozoika, kryštalické vápence karbónu a plytko uložené vápnnité kolektory neogénu sú charak-

teristické najmä karbonátogénne a menej aj sulfátogénno-karbonátogénne vody. V podmienkach hlbšieho obehu zrážkovej vody v sedimentoch terciéru sa tvoria prevažne karbonátogénno-hydrosilikátogénne, hydrosilikátogénne a polygénne vody. Špecifickou hydrogeochemickou črtou terciéru severnej časti Košickej kotliny je výskyt halogénnych vôd.

Okrem mineralogicko-petrografického charakteru horninového prostredia obehu formovanie chemického zloženia petrogénnych vôd rôznou mierou ovplyvňujú aj ďalšie primárne genetické faktory. Spomedzi nich sú to najmä členitosťou reliéfu, granulometria sedimentov, termodynamické a oxidačno-redukčné podmienky obehu a ich zmeny s hĺbkou, stupeň preplynenia obehových ciest hlbinným CO₂, zlomová tektonika a pôdna a vegetačný pokryv.

Zo sekundárnych genetických faktorov tvorby chemického zloženia podzemnej vody úzko súvisiacich so životnou činnosťou človeka sa v študovanom území plošne uplatňuje najmä poľnohospodárska výroba, banácka činnosť, priemyselná výroba, skládky hľad a odpadu a, samozrejme, sídelné a komunálne znečistenie. Vyše 63 % územia zahŕňa relatívne čistú podzemnú vodu (index environmentálneho rizika <1, podľa Rapan-
ta, 2002). Ide najmä o oblasť Nízkych Tatier, Slovenského raja, Braniska, Čiernej hory, Slovenského krasu a Slovenského rudohoria, s výnimkou historických oblastí ťažby a spracovania nerastných surovín. Vysokou úrovňou kontaminácie podzemnej vody ($I_{ER} > 5$) sa vyznačuje asi 15 % územia, najmä nížinné oblasti (Rimavská, Hornádska a Košická kotlina). Je tam zvýšené environmentálne riziko z kontaminácie podzemnej vody, podmienené najmä obsahom NO₃, NH₄, Cl, SO₄, Mn, Fe, a všetky historické oblasti ťažby a úpravy nerastných surovín (Smolník, Švedlár, Jelšava, Gelnica, Krompachy) v Slovenskom rudohorí, kde je zvýšené environmentálne riziko, podmienené takmer výhradne zvýšeným obsahom potenciálne toxických prvkov.

Hydrochemické pôsobenie sekundárnych genetických faktorov sa prejavuje nielen zvýšeným obsahom typických indikátorov sekundárneho znečistenia (NH₄⁺, NO₂⁻, NO₃⁻, HPO₄²⁻, oxidovateľosť, SO₄²⁻, Cl⁻, toxické kovy), ale aj rôzne výrazným nárastom jednotlivých zložiek prvej a druhej salinity (t. j. chloridov, dusičnanov a síranov, alkálií, resp. alkalických zemín) a tým aj charakteristickým posunom celkového chemického zloženia podzemnej vody smerom k prechodným až zmiešaným typom.

5.2. Chemické zloženie podzemnej vody

5.2.1. Podzemná voda hornín kryštalinika

Vzhľadom na mineralogicko-petrografický charakter hornín kryštalinika určujúcim mineralizačným procesom tvorby chemického zloženia ich podzemnej vody je hydrolytický rozklad silikátov. Podmieňuje prevažne Ca–Na–Mg–HCO₃–SO₄ typy chemického zloženia podzemnej vody. Zastúpený je prevažne základný A₂, nevýrazný Ca–Mg–HCO₃ typ. Silne členitý a horský reliéf v oblasti kryštalinických hornín podmieňuje rýchly odtok a rýchly prestup zrážkovej vody v puklinových systémoch smerom k miestnym erozívnym bázam. Jej kontakt s horninovým prostredím je prevažne krátkodobý. Spolu so všeobecne nízkou chemickou aktivitou silikátových minerálov podmieňuje nízku celkovú mineralizáciu podzemnej vody kryštalinika. Jej hodnoty sú väčšinou do 0,1 g · l⁻¹, ojedinele do 0,15 g · l⁻¹.

Druhým základným mineralizačným procesom participujúcim pri formovaní chemického zloženia podzemnej vody kryštalinika je oxidačná degradácia sulfidov, najmä pyritu. Tento zložitý komplex chemických a biochemických reakcií podmieňuje prestup SO₄²⁻ iónov, Fe a širokej škály potenciálne toxických prvkov do podzemnej vody. Podmieňuje aj výrazne vyššie hodnoty celkovej mineralizácie podzemnej vody.

V súvislosti s pomerom, v akom sa uvedené procesy podieľajú na tvorbe mineralizácie podzemnej vody kryštalinika, kolíše jej chemické zloženie od výrazného kalciovo-magnéziovo-hydrogenuhličitanového typu cez prechodný kalciovo-magnéziovo-sulfátovo-hydrogenuhličitanový typ až po zmiešaný typ. Krajné typy chemického zloženia sa však vyskytujú iba ojedinele. Základné geochemické parametre chemického zloženia podzemnej vody kryštalinika udáva tab. 20.

Z hľadiska chemických kritérií normy pre pitnú vodu podzemná voda kryštalinika vo veľkej miere vyhovuje kvalitatívnym požiadavkám na pitnú vodu na hromadné zásobovanie obyvateľstva. Jediným hydrochemickým parametrom, ktorý celoplošne nevyhovuje požiadavkám uvedenej normy, je nízky obsah Ca + Mg.

Tab. 20. Základné geochemické parametre podzemnej vody hornín kryštalinika.

	n		M (mg · l ⁻¹)	S ₁	S ₂	A ₂	Mg/Ca	SO ₄ /M
Gemeridné granity	5	1	36,0 – 102,0	13,5 – 40,2	0,12 – 49,9	17,5 – 64,8	0,25 – 1,48	0,13 – 0,36
		2	77,32	29,28	25,84	33,96	1,00	0,246
		3	70,05	28,66	31,47	39,48	0,87	0,244
Veporidy	10	1	45,9 – 238,0	3,6 – 36,6	1,00 – 41,44	29,1 – 87,7	0,13 – 0,93	0,04 – 0,21
		2	114,64	18,74	21,12	61,86	0,34	0,093
		3	134,43	20,09	20,25	59,34	0,35	0,090
Branisko	2	1	97,8 – 188,0	20,6 – 21,4	25,9 – 39,0	38,4 – 53,4	0,89 – 0,94	0,19 – 0,24
		2	–	–	–	–	–	–
		3	142,92	21,04	32,93	45,92	0,92	0,216
Nízke Tatry	8	1	31,3 – 102,5	4,3 – 29,8	8,5 – 32,5	44,5 – 83,7	0,08 – 0,89	0,04 – 0,15
		2	61,25	10,71	25,01	62,08	0,49	0,106
		3	67,54	12,00	21,41	64,13	0,48	0,105

Poznámka: n – počet údajov, 1 – rozptyl hodnôt, 2 – medián, 3 – aritmetický priemer

5.2.2. Podzemná voda hornín paleozoika

S ohľadom na prevažne silikátový charakter horninového prostredia paleozoika (väčšinou nízko metamorfované horniny sedimentárneho aj vulkanického pôvodu) hlavným mineralizačným procesom tvorby podzemnej vody paleozoika východnej časti Slovenského rudohoria je hydrolytický rozklad silikátov.

Určujúcim faktorom podmieňujúcim pomerne značnú priestorovú variabilitu v chemickom zložení tejto podzemnej vody je pestré litologické a mineralogicko-petrografické zloženie hornín a v rámci neho najmä značná variabilita obsahu primárnych a sekundárnych karbonátov, a najmä výskyt sulfidickej mineralizácie. Ich prítomnosť spôsobuje nárast hodnôt celkovej mineralizácie, často až na vyše 300 – 400 mg · l⁻¹. Prítomnosť karbonátov posúva chemické zloženie k výrazným typom A₂ a prítomnosť sulfidickej mineralizácie výrazne zvyšuje podiel SO₄ zložky. Podmieňuje tak miestami aj výskyt výrazných S₂ (SO₄) typov vôd. Charakteristickým príkladom takýchto vôd je výtok zo štólne v Smolníku s hodnotou pH 2,5 – 3, s obsahom SO₄²⁻ viac ako 10 g · l⁻¹ a zvýšeným obsahom kovov (Cu = 0,1 – 0,15 g · l⁻¹). V zásade však nepozorujeme výraznejšie rozdiely medzi podzemnou vodou z metamorfítov paleozoika sedimentárneho a vulkanogénneho pôvodu (tab. 21; podľa Rapanta a Beharku, 1995).

Tab. 21. Chemické zloženie podzemnej vody hornín paleozoika.

Zložka	Min	Cl	SO ₄	NO ₃	S ₁	S ₂	A ₂
1	215	1,9	34,5	9,9	7,6	30,1	61,5
2	208	2,0	35,8	9,2	8,2	31,4	59,8

Poznámka: údaje v mg · l⁻¹ a eq %. 1 – podzemná voda metamorfítov sedimentárneho pôvodu (n = 86), 2 – podzemná voda metamorfítov vulkanogénneho pôvodu (n = 49).

Obidve skupiny sa vyznačujú prakticky rovnakým chemickým zložením vody. Ide o nízko až stredne mineralizované vody s mineralizáciou prevažne v rozmedzí 150 až 250 mg · l⁻¹, základných nevýrazných A₂ a A₂ – S₂(SO₄) prechodných typov. Z hľadiska kvalitatívnych vlastností podzemná voda paleozoika spĺňa väčšinou všetky dôležité chemické kritériá pre pitnú vodu s výnimkou silikátovo-sulfidogénnych vôd. Pre ne je charakteristický pravidelný nadlimitný obsah potenciálne toxických kovov, najmä As, Sb, Pb, Cd a Hg, často aj Fe a Mn. Veľmi často sa však výtoky zo starých banských diel používali na individuálne, ale aj hromadné zásobovanie, aj keď tieto vody veľmi často majú nepripustný obsah potenciálne toxických prvkov.

5.2.3. Podzemná voda sedimentov mezozoika

Základný proces tvorby chemického zloženia mezozoických vôd je rozpúšťanie karbonátov. Intenzita tohto procesu je funkciou teploty, tlaku, parciálneho tlaku CO₂ a hydrodynamických podmienok obehu podzemnej vody. Okrem rozpúšťania karbonátov, ktoré uvoľňuje do prestupujúcej vody najmä ióny Ca²⁺, Mg²⁺ a HCO₃⁻ a podmieňuje tak ich charakteristické základné kalciovo- resp. kalciovo-magnéziovo-hydrogenuhlčitanové chemické zloženie, pri formovaní chemického zloženia podzemnej vody mezozoika spolupôsobia aj ďalšie procesy. Najvýznamnejší z nich je rozpúšťanie sadrovca. V rozptýlenej, resp. v koncentrovanej forme je prítomný najmä v pestrých bridliciach spodného triasu.

Základné geochemické parametre karbonátogénnych vôd mezozoika na zmapovanom území sú uvedené v tab. 22. Ide o typické karbonátogénne vody s mineralizáciou prevažne v rozmedzí 250 – 500 mg · l⁻¹. Tieto vody prakticky vždy spĺňajú chemické kritériá kladené na pitnú vodu. Najnižšími hodnotami celkovej mineralizácie sa vyznačuje podzemná voda série Veľkého boku. Je to odrazom jej plytšieho a kratšieho obehu. Najvyššie hodnoty mineralizácie karbonátogénnych vôd mezozoika na tomto území sú typické vo vápencových útvaroch Juhoslovenského krasu. V nich prevažuje hlbší obeh a tým aj dlhodobejší styk s horninovým prostredím. Podzemná voda Slovenského krasu vykazuje aj najnižší podiel kalciovo-sulfátovej zložky.

Najnižšie hodnoty celkovej mineralizácie podzemnej vody mezozoika na zmapovanom území sú charakteristické pre podzemnú vodu spodnotriasových kremencov a kremítých pieskocov (50 – 100 mg · l⁻¹). Jej základný mineralizačný proces je hydrolytický rozklad silikátov. Prevažujú nevýrazné typy vôd A₂.

Tab. 22. Základné geochemické parametre karbonátogénnych podzemnej vody mezozoika.

Zložka	Min	S ₁	S ₂	A ₂	Mg/Ca	SO ₄ /M
Séria Veľkého boku	260,9	2,3	11,1	85,6	0,48	0,05
Čiernovážska séria	365,5	2,6	14,1	83,0	0,66	0,07
Muránska planina	295,6	3,5	13,7	82,0	0,22	0,06
Galmus	398,4	2,9	15,7	81,3	0,47	0,08
Slovenský raj	431,8	2,9	18,0	80,0	0,58	0,08
Juhoslovenský kras	487,5	4,0	12,3	83,8	0,17	0,06

Poznámka: údaje sú v mg · l⁻¹ a eq %.

Najvyššími hodnotami celkovej mineralizácie (často viac než 1 g · l⁻¹) podzemnej vody mezozoika na zmapovanom území sa vyznačuje podzemná voda, ktorá sa dostáva do kontaktu so sadrovcovonosnými polohami verfénu a keuperu a rozpúšťanie sadrovcov a anhydritov posúva ich chemické zloženie smerom k S₂ (SO₄) typom. Ako príklad takejto vody možno uviesť prameň Hranovnica (S₂ = 48,04, SO₄, M = 0,241) vyvierajúci na styku sekvencie Veľkého boku a melafýrovej série.

5.2.4. Podzemná voda sedimentov paleogénu

Podzemná voda s plytkým obehom centrálnokarpatského paleogénu, ktorý na území vyplňa Hornádsku kotlinu a buduje Šarišskú vrchovinu, až na ojedinelé výnimky, vykazuje výrazný A₂ (početnosť výskytu asi 64 %) a menej aj nevýrazný A₂ (početnosť výskytu asi 33 %) kalciovo- ojedinele aj kalciovo-magnéziovo-hydrogenuhličitanový typ chemického zloženia. Dominujúcu kalciovo-hydrogenuhličitanovú zložku prevažne sprevádza rôzne výrazná kalciovo-sulfátová zložka a menej (početnosť výskytu asi 12 %) aj nátriovo-hydrogenuhličitanová zložka. Mineralizácia sa pohybuje v pomerne širokom rozmedzí, 0,16 – 1,19 g · l⁻¹, s maximálnou početnosťou asi 86 % v intervale 0,4 – 0,9 g · l⁻¹.

Opísané chemické zloženie sa formuje v podmienkach plytkého obehu zrážkovej vody puklinových systémov zóny zvetrávania zlepcov, pieskocov a menej aj v ílovcach, ktorá zasahuje približne do hĺbky 30 – 40 m, a lokálne aj v hlbšie zasahujúcich puklinových systémoch tektonického pôvodu.

Vzhľadom na prevažne karbonatický charakter kolektorových obzorov paleogénu základným procesom tvorby chemického zloženia paleogénnych vôd je rozpúšťanie karbonátov. Ako modifikačné procesy sa uplatňujú oxidačno-redukčné procesy, hydrolytický rozklad silikátov a ionovymenné procesy. Charakteristika chemického zloženia jednotlivých typov podzemnej vody paleogénu na tomto území je znázornená v tab. 23 (Chochol et al., 1984; Rapant a Beharka, 1995).

Tab. 23. Chemické zloženie podzemnej vody sedimentov paleogénu.

Zložka	Min	Cl	SO ₄	NO ₃	S ₂	A ₂
HK – bazálny paleogén n = 16	363,2	2,86	19,2	7,2	10,9	83,3
HK – flyšová litofácia n = 32	437	10,9	31,7	8,9	14,2	81,5
ŠV – bazálny paleogén n = 11	476	16,5	44,3	13,5	14,7	74,4
ŠV – ílovcová litofácia n = 8	678	27,6	55,9	20,4	12,2	74,2
ŠV – flyšová litofácia n = 26	500	12,2	47,3	10,1	13,1	74,8

Poznámka: údaje sú v mg · l⁻¹ a eq %. Udané sú aritmetické priemery. n – počet vzoriek, HK – Hornádska kotlina, ŠV – Šarišská vrchovina.

Z hľadiska vodohospodárskeho využitia podzemnej vody paleogénu sú dôležité tieto skutočnosti:

a) prevažujúci nulový, resp. nepatrný obsah železa a mangánu (koncentrácia väčšia ako limitné hodnoty pre pitnú vodu sa zistila v prípade železa iba asi v 9 %, v prípade mangánu asi v 8 % analyzovaných vzoriek vôd);

b) prítomnosť dusitanov asi v 18 % analyzovaných vzoriek vody, pričom zhruba v 6 % je obsah dusitanov vyšší než limitná hodnota ($0,1 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$);

c) častá prítomnosť amoniaku (početnosť výskytu asi 30 %), pritom približne v 14 % v koncentrácii prevyšujúcej limitnú hodnotu pre pitnú vodu;

d) prítomnosť dusičnanov v 77 % analyzovaných vzoriek vody a charakteristický nárast ich koncentrácie s poklesom nadmorskej výšky a s približovaním k ľudským sídlam; vyššie hodnoty ako limitné pre pitnú vodu sa stanovili v štyroch analyzovaných vzorkách vody, čo je asi 6 % (max. $98,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ v prameni č. 85 v Spišskom Podhradí).

5.2.5. Podzemná voda sedimentov neogénu

Neogénne sedimenty na území listu Košice budujú Rožňavskú kotlinu a Košickú kotlinu. Na jz. časti územia Rožňavskej kotliny sú vyvinuté sedimenty spodného miocénu (eger). Dominujúce kalciovo-(magnéziovo-)-hydrogenuhličitanové chemické zloženie podzemnej vody s plytkým podpovrchovým obehom v sedimentoch egeru (hlbkový dosah prevažne do 50 m) je odrazom ich výraznej vápnitosti a podstatnej prevahy Ca^{2+} v ich výmenných komplexoch. Prakticky všeobecnú a pritom prevažne výraznú prítomnosť kalciovo-sulfátovej zložky (obsah síranov okolo $0,1 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), ktorá sa miestami prejavuje výrazným posunom k prechodnému medzitypu, podmieňuje rozpúšťanie jemne dispergovaného sadrovca. Celková mineralizácia tejto podzemnej vody sa pohybuje v intervale $0,5 - 1,3 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Vo vzťahu k norme pre pitnú vodu možno podzemnú vodu egeru s plytkým podpovrchovým obehom charakterizovať ako veľmi tvrdú, s častým vysokým obsahom dusičnanov prevyšujúcim limitné hodnoty tejto normy (početnosť výskytu asi 36 %). V prípade chloridov sa vyššie hodnoty ako limitné zistili zhruba v 76 % analyzovaných vzoriek vody. Asi v 55 % analyzovaných vzoriek vody sú dôsledkom intenzívneho sekundárneho znečistenia fekáliami, resp. splachom anorganických, resp. organických hnojív.

Na súvrstvia egeru sa viaže väčšina minerálnych vôd vyvierajúcich v neogéne. Uhlíčitú minerálne vody podľa genetických podmienok vzniku možno rozdeliť na minerálne vody samotného neogénu a na minerálne vody formujúce svoje chemické zloženie v podloží terciérnych sedimentov. Do prvej skupiny patria minerálne vody v Šafárikove, Barci a Radnoviciach. Minerálne vody v Sútoch a Bretke formujú svoje chemické zloženie v podloží v spodnotriasovom sadrovcovonosnom súvrství. V podloží terciéru formujú svoje chemické zloženie aj minerálne vody navŕtané vrtmi ŠB-12 a RH-1 v Šafárikove. Mineralizácia týchto vôd sa pohybuje v intervale $0,6 - 1,6 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$.

Podzemná voda poltárskej formácie tvorenej štrkmi a pestrými, miestami svetlými kaolinitickými ílmi, rozšírenej vo východnej a severnej časti Rožňavskej kotliny, sa vyznačuje nízkou mineralizáciou ($0,1$ až $0,3 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Skladba geologického prostredia a výsledky chemických analýz nasvedčujú tomu, že hlavný mineralizačný proces zúčastňujúci sa na tvorbe ich chemického zloženia je hydrolytický rozklad silikátov.

V Košickej kotliny leží pliocén prevažne na sladkovodnom sarmate, resp. paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Klastický materiál štrkopieskov takmer výlučne tvoria silikátové horniny, resp. minerály paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Spolu s obvykle krátkodobým prestupom infiltrovanej zrážkovej vody to podmieňuje charakteristickú nízku mineralizáciu (iba zriedka viac ako $0,35 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) podzemnej vody týchto vrstiev. Celkové chemické zloženie je rôzne výrazne kalciovo-magnéziovo-hydrogenuhličitanové. Ako sprievodná zložka sa prevažne uplatňujú soli tvoriace druhú salinitu oxidačného, resp. sekundárneho (povrchové znečistenie) pôvodu.

Podzemné vody sedimentov sarmatu a panónu (vápnité žlté a žltohnedé íly striedajúce sa s vrstvami zlepcov, štrkopieskov, pieskov a pieskovcov) je výrazného A_2 typu, kalciovo-hydrogenuhličitanového. To plne zodpovedá genetickým podmienkam, v ktorých sa formujú.

Podzemná voda v severnej časti Košickej kotliny budovanej karpatskou formáciou (vrstvitú vápnité íly – nadložie soľonosnej formácie, sivé šlírovité vápnité íly, pieskovce – podložie soľonosnej formácie) sa vyznačuje v priemere vyššou mineralizáciou ($0,4 - 1,0 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) s dominujúcim postavením kalciovo-hydrogen-

uhličitanovej zložky. V soľnom zložení tejto vody je málo zastúpená kalciovo-sulfátová zložka. Naopak, vo väčšej hĺbke je charakteristický zvyškový podiel chloridovej salinity.

Podzemná voda s plytkým obehom v neogénnych sedimentoch prevažne nespĺňa kritériá pre pitnú vodu. Vyskytuje sa voda s prírodne podmieneným zvýšeným obsahom železa a mangánu, resp. s intenzívnym sekundárnym znečistením (NO_3 , NO_2 , NH_4 , Cl a SO_4).

5.2.6. Podzemná voda sedimentov kvartéru

Hydrogeologicky najvýznamnejšie sedimenty kvartéru na zmapovanom území sú fluviaľne sedimenty riek Hornádu, Torysy, Bodvy, Slanej a ich prítokov. Hlavným zdrojom napájania týchto sedimentov je do nich infiltrujúca povrchová voda s rôznou, v čase aj priestore premenlivou mineralizáciou a rôznym chemickým zložením.

Chemické zloženie podzemnej vody fluviaľných sedimentov údolných nív sa viac formuje miešaním vody s rôznou mineralizáciou, rôznym zložením a pôvodom ako mineralizačnými procesmi prebiehajúcimi na fázovom rozhraní hornina/podzemná voda.

Primárne genetické faktory pôsobia v smere formovania výrazného, resp. nevýrazného kalciovo-(magnéziovo)-hydrogenuhličitanového chemického zloženia. Výrazným faktorom participujúcim pri formovaní variability mineralizácie a chemického zloženia tejto vody sú sekundárne faktory, t. j. anorganické a organické znečistenie rôzneho pôvodu. Transportuje sa do prostredia obehu fluviogénnych vôd infiltrujúcou povrchovou a zrážkovou vodou, resp. priamymi prenikmi (úniky surovín, produktov, resp. odpadu v areáloch priemyselných závodov, poľnohospodársky pevný aj kvapalný odpad, fekálne znečistenie z obcí, ktoré často nemajú vybudovanú kanalizáciu atď.). Pôsobením týchto sekundárných faktorov sa primárne chemické zloženie výrazne metamorfuje. Prevažujú nevyhranené, prechodný a zmiešaný typ vody. Zákonitým dôsledkom ich pôsobenia je väčšinou nevyhovujúca kvalita podzemnej vody fluviaľných sedimentov tohto územia na priame vodohospodárske využitie.

Predstavu o distribúcii obsahu najdôležitejších ukazovateľov sekundárneho znečistenia prekračujúcich limitné hodnoty normy pre pitnú vodu poskytuje tab. 24 a o zvýšenom obsahu Fe a Mn tab. 25.

Tab. 24. Distribúcia nadlimitnej koncentrácie ukazovateľov sekundárneho znečistenia v podzemnej vode fluviaľných sedimentov.

Obsah vyšší ako limitné hodnoty pre pitnú vodu v %						
	NH_4^+	Cl^-	NO_2^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HPO_4^{2-}
Limit ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$)	0,5	100	0,1	50	250	0,1
Torysa	20	28	6	6	24	5
Hornád a jeho prít.	5	14	6	2	18	5
Bodva	5	8	2	2	8	6
Slaná a jej prít.	47	17	9	5	13	8

Tab. 25. Distribúcia nadlimitnej koncentrácie železa a mangánu v podzemnej vode fluviaľných sedimentov.

Obsah vyšší ako limitné hodnoty pre pitnú vodu v %		
	Fe	Mn
Limit ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$)	0,5	0,1
Torysa	28	52
Hornád a jeho prít.	20	20
Bodva	10	24
Slaná a jej prít.	21	30

6. MINERÁLNE VODY

Minerálne vody na zmapovanom území sú zastúpené pomerne málo. Sú rozšírené v Rimavskej a Hornádскеj kotline a Šarišskej vrchovine. V menšom množstve sa nachádzajú v Slovenskom rudohorí a Nízkych Tatrách.

V **Rimavskej kotline** sú prevažne uhličité minerálne vody. Vyskytujú sa v jej východnej časti v okolí Barce, Cakova, Nižnej Pokoradze, Radnoviec, Sútora, Šafárikova (dnes Tornaľa) a Bretky.

Minerálne vody sa viažu na vápnité silty egeru, pričom sa rozptyľujú v plytkej podzemnej vode aluviálnych, prípadne deluviálnych sedimentov. V prirodzených prameňoch vyviera studená voda s teplotou v rozmedzí 8,5 – 13 °C a s nepatrnou výdatnosťou, okolo 0,02 l . s⁻¹. Z hlbších vrtov v Tornaľi a Kráľiku vyteká voda s teplotou 18,0 °C a výdatnosťou 23,0 l . s⁻¹. Po chemickej stránke prevládajú vody so zvýšeným podielom HCO₃ a SO₄ zložky s celkovou mineralizáciou 0,6 – 1,63 g . l⁻¹.

Väčšina výverov minerálnych vôd sa vyskytuje v šafárikovskej elevácii sv.-jz. smeru, ktorú zo SZ obmedzuje zlom potoka Lapša (Vass a Elečko et al., 1989). Samotné vývery sa viažu na kryhy, resp. zlomy sz.-jv. smeru. Pramene minerálnych vôd sa koncentrujú najmä v priestore lokalít Nižná Pokoradza, Sutor, Radnovce, Cakov a Barca (Vass a Elečko et al., 1989). Uprostred týchto krýh prebieha sútorský zlom, na ktorý sa viažu vývery v Sútore. Samotné vývery sa viažu na križovanie pozdĺžnych (sv.-jz.) a priečných (sz.-jv.) zlomov.

Minerálne vody v Tornaľi vzhľadom na svoju výdatnosť a zachytenie vrtmi si zasluhujú väčšiu pozornosť. Prieskumný vrt RH-1 vyhlbený v roku 1957 zachytil silný výron minerálnej vody z otvorenej pukliny v bazálnych terciérnych zlepenoch a brekciách, ktoré sú v hĺbke 87 m pod slienitým súvrstvom (Orvan, 1960). Minerálna voda bola navrtaná v hĺbke 99,7 m. Výdatnosť pri navrtaní bola 27 l . s⁻¹ a neskôr sa ustálila na 16,9 l . s⁻¹. Pokles výdatnosti sprevádzal pokles mineralizácie, najmä bikarbonátov, síranov a chloridov, ako aj pokles voľného CO₂ z 2 180 na 1 800 – 1 400 mg . l⁻¹. Celková mineralizácia vody je 1,05 g . l⁻¹ a voda je SO₄-HCO₃-Mg-Na typu.

Kvôli lepšiemu zachyteniu minerálnej vody sa v roku 1963 v tesnej blízkosti vrtu RH-1 vyvrtal nový vrt ŠB-12 (Litva, 1965). Vrt sa zakončil v hĺbke 115 m a rovnako v terciérnych zlepenoch a brekciách. Minerálna voda bola zachytená v hĺbke 99 – 105,7 m. Výdatnosť 7,4 l . s⁻¹ postupne klesla na 6,8 l . s⁻¹. Teplota minerálnej vody oboch vrtov je 17 – 17,4 °C, obsah voľného CO₂ vo vrte ŠB-12 dosahuje 1 650 až 1 900 mg . l⁻¹. Dnes sa voda v novej plniarni plní do fliaš pod názvom Magneral.

V súvislosti s minerálnymi vodami v Šafárikove treba spomenúť výver vody pri Kráľiku, vytvárajúci kráterové jazierko. Voda má rovnakú genézu ako minerálna voda z vrtov RH-1 a ŠB-12 v Tornaľi. V dôsledku toho, že je mimo hlavného centra výstupu CO₂, obsahuje iba 100 až 130 mg . l⁻¹ voľného CO₂ a jej celková mineralizácia je okolo 730 mg . l⁻¹. Teplota vody je 17 °C a výdatnosť 29 l . s⁻¹. Vrt hlboký 158 m, ktorý sa realizoval v blízkosti kráterového jazierka, v hĺbke 155 m pod terciérnym slienitým súvrstvom zasiahol mezozoické karbonáty. Z nich nastal výron vody s počiatočnou výdatnosťou 45 l . s⁻¹ na ústí vrtu, ktorý sa ustálil na 23 l . s⁻¹. Obsah voľného CO₂ dosahuje 400 – 700 mg . l⁻¹. Teplota vody je 17,4 °C. Výdatnosť kráterového jazierka nebola ovplyvnená.

Infiltračnú oblasť minerálnych vôd v Tornaľi a Kráľiku tvoria karbonáty mezozoika Slovenského krasu. Predstavujú tú časť vôd, ktorá sa neodvodňuje priamo na území vlastného krasu, ale nastupuje hlbšiu cirkuláciu pod terciérnymi sedimentmi v synklinále Stránskej. Počas svojej cirkulácie sa dostáva do styku so spodnotriasovým súvrstvom, najmä sadrovcovými polohami. Odráža sa to vo zvýšenom obsahu zložky SO₄. Výstup vôd na povrch podmieňuje zlomové pásmo, ktoré prebieha údolím Slanej a križujú ho priečne zlomy. Na týchto poruchových pásmach vystupuje aj CO₂.

Pre minerálnu vodu v Tornaľi bol vypracovaný návrh na dočasné ochranné pásmo (Franko, 1959). V užšom pásme je chránená výverová oblasť minerálnej vody s prirodzenými výstupnými cestami. V širšom ochrannom pásme je chránená predpokladaná akumulčná oblasť minerálnych vôd, a to v území od sútoku Slanej s Turcom až po južný okraj mezozoika Slovenského krasu.

Okrem uvedených minerálnych vôd bola v Rimavskej kotline navrátená minerálna voda v Bretke. Vrtom hlbokým 152,5 m v hĺbke 15,5 – 19,0 m v bazálnych terciérnych zlepencoch a brekciách sa zistil prítok vody s výdatnosťou na prelive 0,03 l · s⁻¹. Po chemickej stránke ide o vodu SO₄-Ca typu so zvýšeným obsahom Fe, s celkovou mineralizáciou 1,61 g · l⁻¹ a obsahom CO₂ 55 mg · l⁻¹. Zvýšený obsah síranov je spôsobený prítomnosťou spodnotriasového súvrstvia s polohami sadrovcov, ktoré sa nachádza v podloží terciérnych zlepencoch a brekcií.

Vo vnútrokarpatskom paleogéne Šarišskej vrchoviny a Hornádskej kotliny sú rozšírené najmä uhličité vody. Pretláčajú sa z druhohorného podložia po zlomoch cez paleogén. V niektorých prípadoch sa z podložia pretláča len CO₂, ktorý sýti vody viazané na kvartérne a paleogénne sedimenty. Najviac minerálnych vôd je rozšírených v okrajových častiach pohorí. Vývery vody sa viažu na križovanie pozdĺžnych a priečnych zlomov.

Po fyzikálnej stránke ide väčšinou o studené uhličité vody s teplotou pohybujúcou sa v rozsahu 8 – 12 °C. Obsah voľného CO₂ sa pohybuje v rozmedzí 1 050 – 2 640 mg · l⁻¹. Obsah rozpustených tuhých látok je v rozmedzí 0,5 – 3,5 g · l⁻¹. Chemicky ide prevažne o kalciovo-magnéziovo-bikarbonátové vody so zvýšeným podielom Na a Cl, ktoré získavajú najmä z paleogénnych hornín. Minerálne vody vnútrokarpatského paleogénu s ohľadom na pôvod vodnej zložky patria k atmosférogénnym minerálnym vodám. Vzhľadom na tvorbu chemického zloženia minerálnych vôd (Franko, Gazda a Michalíček, 1975) prevažná časť vôd patrí k vodám s karbonátogénnou mineralizáciou. Hlavným mineralizačným procesom je rozpúšťanie karbonátov, t. j. triasových vápencov a dolomitov v podloží paleogénu, alebo vápnatých pieskocov a zlepencoch. V prípade podielu paleogénnej mineralizácie stúpa obsah nátriovo-chloridovej zložky. Hlavným predstaviteľom týchto vôd sú lokality Vojkovce, Slatvina, Hrišovce a Dúbrava.

Najviac minerálnych vôd v Hornádskej kotline sa vyskytuje v jej východnej časti medzi Spišským Hrhovom a Braniskom. Vyvierajú tam viac prameňov, z ktorých najznámejšia je skupina kyseliek v Baldovciach a v Sivej Brade. V Baldovciach vyvierajú 7 minerálnych prameňov s teplotou okolo 10 – 11 °C. Najznámejší je prameň Deak s výdatnosťou 0,07 – 0,1 l · s⁻¹. Voda sa plní do fliaš ako stolová voda Baldovská.

Pramene minerálnej vody v Sivej Brade sa využívajú na pitie. Z prieskumu v r. 1966 – 1968 a 1973 – 1974 sú pozitívne vrty BV-1, BV-2, BV-4A a BL-1 (Tkáčik et al., 1975). Vrt BL-1 hlboký 10,5 m zachytáva vodu v kvartéri (preliv 0,1 l · s⁻¹). Ďalšie 3 vrty hlboké 30 – 50 m zachytávajú vodu v ílovcovo-pieskovcovom súvrství paleogénu. Sumárna výdatnosť všetkých 3 vrtov dosiahnutá čerpaním predstavuje 3,0 l · s⁻¹. V plniarni sa využíva vrt BV-1 (2,0 l · s⁻¹) a ako náhradný je vrt BV-4A (1,5 l · s⁻¹).

Vyhľadávacie hydrogeologické prieskumy na vymedzenie ochranných pásiem minerálnej vody v Baldovciach sa skončili v r. 1983 (Haluška a Petrivaldský, 1994). V rámci prieskumu sa realizovali vrty BŠ-1 až BŠ-5. Minerálne vody sa zistili vrtmi BŠ-1 v Lúčke a BŠ-2 v Baldovciach. Vody sa navrtali v triasových karbonátoch v hĺbke 508 m a 210 m. Výdatnosť vrtu BŠ-1 pri silných erupciách dosahovala 5 – 6 l · s⁻¹ a teplota vody 30 do 31 °C. Výdatnosť vrtu BŠ-2 bola 1,9 – 2,4 l · s⁻¹ s teplotou vody 15,8 °C. Výstup minerálnej vody na povrch je podmienený križovaním zlomov smeru V – Z so zlomami smeru SV – JZ a SZ – JV. Z hydrogeologického hľadiska sú významné zlomy v.-z. smeru, podľa ktorých je podložné mezozoikum vzdvihnuté a tvorí eleváciu. Výsledky vrtu ukázali, že už v triasových dolomitoch sú vody obohatené o rovnakú koncentráciu alkálií a chloridov, aká je vo vodách na styku paleogénu a mezozoika, resp. v prirodzených výveroch (Franko, Gazda a Michalíček, 1974). Dosiahli ich už uvedené vrty BŠ-2 v Baldovciach a štruktúrny vrt KL-1 v Klčove, v ktorom sa zistili tri prítoky minerálnej vody (Biely, Franko a Gross, 1965). Prvý prítok vody bol z hĺbky 135,7 m. Je zo zlomu, na ktorom sa stýkajú paleogénne ílovce s triasovými dolomitmi. Mal charakter prerušovaných erupcií s výdatnosťou 0,4 l · s⁻¹ a teplotou vody 14,6 °C. Celková mineralizácia vody je 7,0 g · l⁻¹. Druhý a tretí prítok, pomerne väčší ako prvý, sú z hĺbky 430 a 520 m. Prítok z hĺbky 430 m je z poruchy v dolomitoch a tretí z dislokačnej plochy medzi triasovými dolomitmi a podložným verfenským súvrstvím. Preliv týchto prítokov sa prejavoval podobne ako prvý prítok, prerušovanými erupciami s intenzívne preplynou vodou s CO₂ a H₂S. Všetky tri prítoky sa odskúšali spoločne. Zistila sa priemerná výdatnosť 5,6 l · s⁻¹ a teplota vody 19 °C. Chemické zloženie vody všetkých troch prítokov je rovnaké. Ide o vodu stredne mineralizovanú, nevýrazného kalciovo-magnéziovo-bikarbonátového typu.

Najnovšie poznatky o vode v baldovsko-klčovskej kryhe sa získali pomocou izotopov O, D, ³⁴S a ¹⁴C (Franko, 2000, 2001). Hodnoty izotopu ³⁴S (δ³⁴s = 27,0 – 27,9 ‰) ukázali, že podobne ako v Málinci a Dúnciach (δ³⁴s = 27,9 – 28,9 ‰), sírany pochádzajú z obalu veporika. Jeho priebeh je sledovateľný na tekto-

nickej mape podložia terciéru vnútorných Západných Karpát (Fusán et al., 1987). Celková mineralizácia vôd na týchto lokalitách je podobná ($6,0 - 7,65 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Podobne je v ich vodách zvýšený obsah Cl ($221,5$ až $792,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a síranov ($559,0 - 1\,195,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Potom obsah Cl a SO_4 pochádza nielen zo zasiahnutej marinogénnej mineralizácie, ale najmä z evaporitov vrchného verfénu obalovej jednotky veporika.

Priemerné body hodnôt $^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ a $\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ minerálnych vôd v Baldovciach (vrt BL-1), Sivej Brade (prameň Sv. Kríž), Gánovciach (prameň Kúpeľný) a Vrbove (vrty VR-1 a VR-2) sú sústredené okolo lokálnej línie meteorických vôd W_{2-3} . Z uvedených zistení vyplýva, že vody majú spoločné infiltračné oblasti. Z veku vôd v Gánovciach (25 600 a 26 900 rokov), Vrbove (26 100 a 27 100 rokov) a Sivej Brade (27 600 rokov) vyplýva, že ich vody infiltrovali v tých istých oblastiach v teplejšom období würmu 2 – 3, t. j. v pandorfe. Za ich infiltračné oblasti je možné považovať Kozie chrbty medzi Svitom a Spišskou Teplicou a južnú časť Vysokých Tatier. V týchto územiach preniká podzemná voda pod kotlinu (Hanzel, 1974; Hanzel et al., 1984). Tento podložený názor je v rozpore s názorom Fendeka et al. (1992) a Grossa (1987), ktorí ju za určitých predpokladov umiestňujú do Braniska. Gross za druhú možnosť označuje jej súčasné umiestnenie do Kozích chrbtov, kde vystupujú triasové karbonáty chočského príkrovu. Podľa neho sú tieto karbonáty nositeľom vôd, ktoré vyvierajú vo Vrbove, Hôrke-Kišovciach – Švábovciach, Gánovciach, Klčove a na Sivej Brade. Podobne je v rozpore s názorom Halušku a Petrivaldského (1994), ktorí ju umiestňujú do južnej časti Levočských vrchov (paleogénnych bielopotočských pieskovecov a hlboko siahajúcich zlomov) priliehajúcej k baldovsko-klčovskej kryhe.

Na okrajový „harakovský“ zlom Braniska a „hrišovský“ zlom sa viažu minerálne vody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ v Dúbrave a typu $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Mg-Ca}$ v Hrišove, Slatvine a Vojkovciach so zvýšeným obsahom Cl a Na pochádzajúceho z paleogénnych hornín. Sú to atmosférogénne vody s infiltračnou oblasťou v Branisku. Celková mineralizácia sa pohybuje od $0,31$ do $0,89 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, obsah voľného CO_2 je 859 až $1\,938 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a teplota vody $8 - 10 \text{ }^\circ\text{C}$.

V Hornádskej kotline sa minerálne vody vyskytujú aj v oblasti Gánoviec a Hôrky-Kišoviec. Prevažná časť z nich je zobrazená na mapovom liste Poprad (1 : 200 000) a na tomto zmapovanom území sú len pramene v Hôrke-Kišovciach (č. 90), Hôrke (č. 112) a Michalovciach (č. 113). Prameň v Kišovciach vznikol v roku 1974 v dôsledku zatopenia banských priestorov v Kišovských mangánových baniach. Po chemickej stránke je to zmiešaný typ s prevahou nátriovo-bikarbonátovej zložky a voľným CO_2 $1\,331,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Teplota vody je $16,2 \text{ }^\circ\text{C}$ a $Q = 15,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Prameň č. 112 v Hôrke je $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na-Mg}$ typu s celkovou mineralizáciou $3,13 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Za infiltračnú oblasť gánovsko-kišovskej žriedlovej línie minerálnych vôd sa pokladajú stredotriasové karbonáty sv. časti Nízkych Tatier v oblasti Svitú (Hanzel, 1973). V troch z nich – HKJ-1 Hrabušice, HKJ-3 Arnutovce a HKJ-4 Letanovce – sa zistila termálna voda. Hĺbka vrtov sa pohybuje v rozmedzí $443,40$ až $1\,133,50 \text{ m}$. Voda sa viaže na triasové brekciovitú dolomitu vernárskeho príkrovu alebo betlanovskú šupinu chočského príkrovu. Vo vrte HKJ-1 je v hĺbke $181,0$ až $443,40 \text{ m}$, vo vrte HKJ-3 v hĺbke $442,6 - 1\,133,50 \text{ m}$ a v HKJ-4 v hĺbke $406,6 - 607,0 \text{ m}$. Z každého vrtu je možné odoberať asi $11 - 12 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vody teplej $18,1 \text{ }^\circ\text{C}$ (HKJ-1), $30,2 \text{ }^\circ\text{C}$ (HKJ-3) a $24,5 \text{ }^\circ\text{C}$ (HKJ-4). Voda je $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ typu s mineralizáciou $0,42 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ (HKJ-1), $1,3 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ (HKJ-3) a $1,2 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ (HKJ-4).

V Šarišskej vrchovine najviac minerálnych vôd vyvierajú v jej východnej časti na styku a Košickú kotlinou. Viažu sa v hlavnej miere na hornádske poruchové pásmo. Sú to najmä minerálne pramene č. 267 v Haniske a č. 269 v Drienovskej Novej Vsi. Po chemickej stránke ide prevažne o vody $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ typu atmosférogénneho pôvodu. Celková mineralizácia sa pohybuje od $1,5$ do $1,9 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsah voľného CO_2 od $2\,120$ do $2\,640 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Ďalšia časť minerálnych vôd vyvierajú v oblasti Bajerova, Žipova a Rokycian (pr. č. 259, 255, 258). Ich výstupy sú podmienené zlomami smeru JZ – SV a SZ – JV. Sú to tiež vody $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ typu s celkovou mineralizáciou $0,7 - 2,8 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsahom voľného CO_2 $1\,050 - 2\,600 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Na hornádske poruchové pásmo sa viažu aj sírovodíkové minerálne vody v Košiciach – Ťahanovciach, známe pod menom Gajdové kúpele (č. 272). V oblasti výveru vôd sa realizoval 310 m hlboký vrt G-4 (Haluška a Petrivaldský, 1982). Vrt zachytáva vodu v triasových dolomitoch a permských fylonitoch v hĺbke $72 - 273 \text{ m}$. Z vrtu je možné odoberať $4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vody teplej $26 \text{ }^\circ\text{C}$. Je to uhličitá ($\text{CO}_2 = 1,37 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) sírovodíková ($\text{H}_2\text{S} = 11,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) voda $\text{Na-Ca-Mg-HCO}_3\text{-Cl}$ typu s mineralizáciou $4,46 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Je to atmosférogénna voda so vsiaknutou marinogénnou mineralizáciou.

Minerálne vody v **Slovenskom rudohorí** sa nachádzajú vo veľmi malom množstve. Doteraz sú na tomto území známe dve lokality – Bradno a Rovné (č. 13 a 12). Kyselka v Bradne vyvierajú z bridlic karbónu. Po

chemickej stránke je to voda $\text{HCO}_3\text{-Ca-Fe}$ typu s celkovou mineralizáciou $0,94 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsahom voľného CO_2 $217,8 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Kyselka v Rovnom vyviera z permských arkóz, resp. spodnotriasových bridlíc s vložkami vápencov. Chemický typ vody je $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ s celkovou mineralizáciou $0,18 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$.

Minerálne vody v **Nízkych Tatrách** sa viažu jednak na kryštalinické, jednak na mezozoické horniny. Na kryštalinické horniny (kryštalické bridlice a granitoidy) sa viažu vývery vo Švermove (č. 47), Pohorelej (č. 7) a pri hájovni Dikula (č. 4). Sú to kyselky s vodou atmosférogénneho pôvodu, sytené CO_2 . Patria k vodám so silikátogénnou mineralizáciou. Ich určujúcim mineralizačným procesom je hydrolytický rozklad silikátov. Vo vode v Pohorelej čiastočne prevláda, resp. je v rovnováhe vsiaknutá marinogénna mineralizácia. Celková mineralizácia týchto vôd sa pohybuje od $0,62$ do $2,67 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsah voľného CO_2 od $1\ 004$ do $1\ 412 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Na mezozoické horniny Nízkych Tatier sa viaže termálna voda pr. č. 64 – Hranovnické pleso – s výdatnosťou $21,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplotou vody $19,8 - 20,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Za infiltračnú oblasť tohto prameňa sa považujú strednotriasové dolomity skupiny Veľkého boku medzi kótami Stredný vrch a Človečia hlava (Hanzel, 1973). Voda vyviera v mieste, kde sa skupina Veľkého boku ponára vo forme tektonického polokna pod verfén s melafýrmi. Výver je pravdepodobne lokalizovaný na priečnej poruche smeru SZ – JV (Franko, 1963). Chemicky je to voda $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ typu s celkovou mineralizáciou asi $1,0 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsahom voľného CO_2 $53,2 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Termálna voda tohto prameňa sa využíva na miestne kúpanie.

7. BANSKÉ VODY

Na území zobrazenom na liste Košice sú početné banské diela, a to najmä v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Na mnohých ložiskách pretrvala ťažba do roku 1990, keď sa začala likvidácia ťažby na všetkých ťažených ložiskách, spôsobená útlmovým programom v baníctve. V závislosti od toho je územie veľmi bohaté na výskyt banských vôd (spracované podľa podkladov Repku, 1970, 1971, 1974). Plošne sú banské vody najviac rozšírené v severnom, pomerne širokom ložiskovom pruhu paleozoika, a to Dobšiná – Mlynky – Rudňany, Nálepko – Slovinke, Gelnica, Prakovce, a v pruhu pri južnom obmedzení Spišsko-gemerského rudohoria, a to Poproč – Rákoš – Jelšava – Nižná Slaná – Čučma, Rožňava – Smolník – N. Medzev. Aj na ostatnom území paleozoika sú početné banské diela a banské vody. Banské vody sa často viažu na súvislé banské diela, ktoré ostali po dobývaní smerných žilných ložísk s obdobnou genézou, mineralizáciou, geologicko-tektonickými podmienkami a z toho vyplývajúcimi hydrogeologickými podmienkami. Vertikálne sa akumulácia banských vôd spravidla viaže na spodné polohy banských diel, vystupujúce pod miestnou erozívnu základňou. Vrchné polohy banských diel fungujú ako veľmi dobré komunikácie infiltrovanej alebo drénovanej povrchovej vody. V dôsledku bohatého výskytu ložísk, často so súvislým priebehom banských dobývok na veľké vzdialenosti, zhodnotíme vplyv banskej činnosti na režim podzemnej vody za túto jednotnú ložiskovú oblasť spoločne.

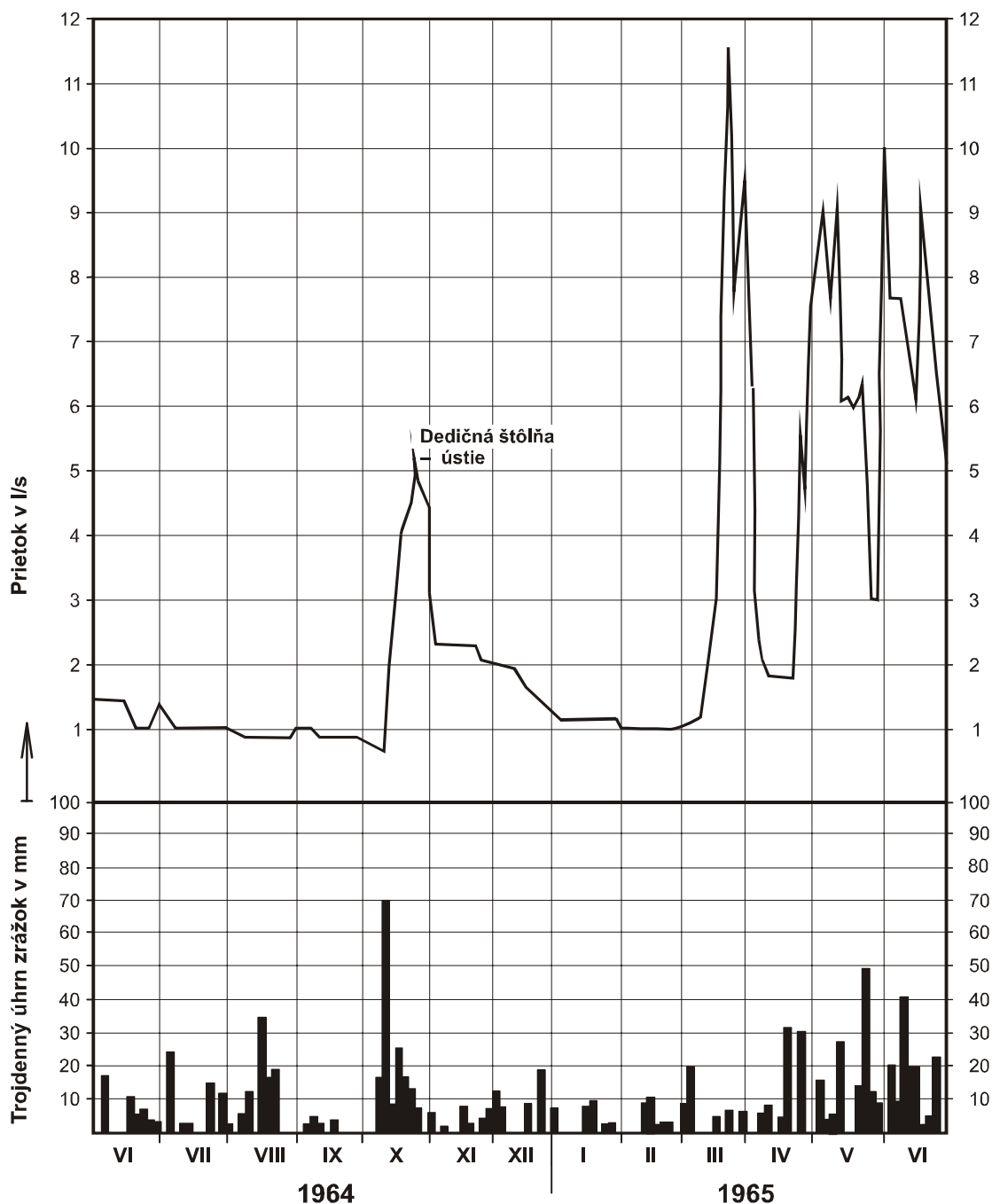
Z hľadiska obehu podzemnej vody banská činnosť napomohla všeobecne urýchlenie vodovýmeny v rozčlenenom reliéfe, a to najmä nad úrovňou erozívnej základne. Pod jej úrovňou staré banské diela lokálne zvýšili akumuláciu schopnosť masívu. Aktívne banské priestory, ktoré sa odvodňujú umelo, naopak, znižujú akumuláciu podzemnej vody a urýchľujú vodovýmenu masívu. Pri opísaných vplyvoch banských diel na obeh podzemnej vody sa uplatňujú aj zmeny vo formovaní ich chemického zloženia, a to tak, že pri urýchlenej cirkulácii podzemnej vody sa do nej dostáva menej látok a naopak, pri akumulácii sa voda výraznejšie obohatí, a to aj o rudné komponenty.

Banská činnosť výrazne ovplyvnila režim a obeh podzemnej vody v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Režim podzemnej vody sa menil postupne s rozširovaním a prehľbovaním dobývania. Banská činnosť v minulosti ovplyvnila pôvodný režim na jednotlivých ložiskách prevažne pri povrchu. Pôvodný režim dnes nepoznáme, podobne, ako ani ďalší proces jeho zmien. Po prerušení ťažby sa režim v určitom štádiu premeny stabilizoval. Neskôr po opätovnom obnovení ťažby na ložiskách v hlbších partiách jeho vývoj pokračoval. V definitívne opustených ložiskách dospel do konečného štádia vývoja. Dnes takto nachádzame na rôznych skupinách ložísk celú škálu stupňov vývoja režimu. Proces vývoja zmien režimu bol vlastne procesom zmien jednotlivých faktorov zvodnenia. V celej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria môžeme v okolí ložísk s prítomnosťou banských diel pozorovať najmä tieto zmeny v podmienkach zvodnenia:

a) zmeny infiltračných podmienok v dôsledku porušenia povrchovej zóny banskými dielami, ktoré spôsobili zvýšenú infiltráciu zrážkovej vody a miestami aj drénovanie povrchovej vody. V dôsledku tejto zmeny sa zvýšilo obehové množstvo podzemnej vody, a to najmä v období maximálnych zrážok, resp. stavom vodných tokov, čo sa prejavilo neúmerným prievalovitým rastom maximálnych prítokov napríklad v banských dielach. Príklad takýchto prievalovitých prítokov je uvedený na obr. 12 a obr. 13. Prítoky sa zvyšovali najmä v dôsledku topenia snehu a v dôsledku vyšších zrážok.

b) zmeny pôvodnej priepustnosti hornín do hĺbky, čo sa prejavuje výraznými zmenami obehových ciest, možnosťou zvýšených akumulácií v týchto priestoroch a podobne. Dôležitým dôsledkom zmien uvedených v bodoch a) a b) sú už spomenuté zmeny v podmienkach tvorby chemického zloženia podzemnej vody.

Hydrogeologické pomery jednotlivých ložísk nie je možné pre ich rozsiahlosť opísať jednotlivo, preto sa obmedzíme na celkovú stručnú charakteristiku územia. Pripovrchová zóna puklinovo-medzizrnových vôd býva vplyvom banskej činnosti v blízkosti ložísk najviac ovplyvnená. Výrazne sa zvýši jej priepustnosť, a to vplyvom účinkov poddolovania. Po takto rozšírených puklinách často nastáva drénovanie povrchových



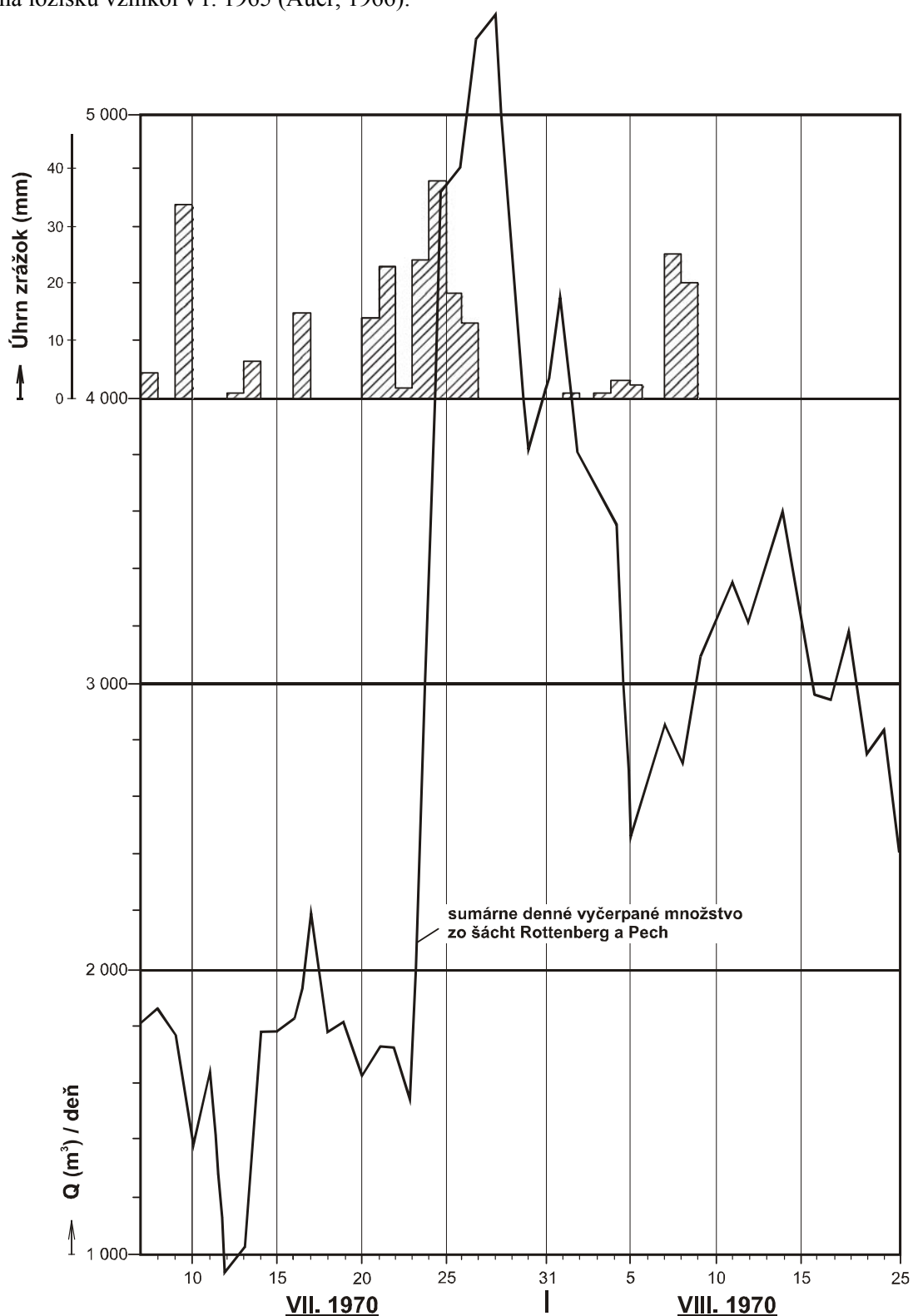
Obr. 12. Graf kolísania výdatnosti bankských vôd na ústí Dedičnej štôlne na ložisku Gelnica-Krížová (Repka, 1975).

tokov alebo vody z nádrží do ložiska. To sa nepriaznivo prejavuje najmä pri vyšších stavoch vznikom prievalovitých prítokov. Takéto prípady sú známe na ložiskách Rudňany, Smolník, Rožňava-Mária, Bindt, Gelnica-Krížová, Burda a iné. Ako typické prípady možno uviesť ložiská Rudňany a Nižná Slaná.

Žila Droždiak v Rudňanoch mala aj pôvodne z hľadiska zvodnenia dosť nepriaznivú polohu, priebeh v smere erozívnej doliny potoka, pričom koryto potoka niekoľkokrát presekáva žilu. Horné etáže žily boli v minulosti vyťažené tak, že pri priebehu žily údolím sa ponechali ochranné, nevyťažené piliere. Pri prechode s ťažbou na hlbšie partie boli aj tieto ochranné piliere poddolované a na povrchu v celom jej priebehu vznikli jazvy a zálomové pukliny. Po týchto otvorených cestách preniká časť vody potoka do ložiska.

Vaňová (1962) namerala v určitom úseku priamo v obci Rudňany straty pri rôznych stavoch potoka (maximálne až $1\ 100\ \text{l} \cdot \text{min}^{-1}$). Okrem toho, podstatne väčším nebezpečenstvom sú extrémne zrážky, ktoré sa z väčších plôch svahov systémom trhlín a vydobytých priestorov zachytávajú a odvádzajú priamo do ložiska. Takto vznikli aj prievaly vody. Okrem opísaných zmien spôsobených dobývaním systém vydobytých prie-

storov v horných partiách žily sa môže pri nevhodnom postupe naplniť vodou a bezprostredne spôsobiť prieval. Napĺňanie týchto priestorov je pri podmienkach zvýšenej infiltrácie veľmi rýchle. Prieval takéhoto charakteru na ložisku vznikol v r. 1965 (Auer, 1966).



Obr. 13. Prievalovité zvyšovanie prítokov na ložisku Smolník v závislosti od zrážok (Repka, 1975).

Ložisko Manó v Nižnej Slanej napriek svojej polohe hlboko pod úrovňou rieky Slanej nemalo pôvodne zložité hydrogeologické pomery. Bolo uložené v málo priepustných horninách. Postupnou ťažbou od povrchu sa na ložisku vytvoril systém bankských diel s výrazným vplyvom na podmienky infiltrácie. S precho-

dom dobývania do hlbších partií vzniklo nebezpečenstvo, že banské diela narazia na výraznú tektonickú líniu tiahnu sa dolinou Kobeliarovského potoka. Uvedená porucha drénuje vodu mezozoických vápencov, ktoré vystupujú južnejšie. Hrozí, že puklinovo-žilné vody tejto poruchy by mohli byť zachytené banskými dielami a podstatne ovplyvniť režim prítokov do ložiska.

Obdobné zmeny nastali aj na ložisku Smolník s tým, že ťažba nepokračovala smerom do hĺbky, ale laterálne. Vydobyté priestory v hĺbke sú zaplavené vodou. Nebezpečná bola aj voda z extrémnych zrážok, ktorá prostredníctvom vydobytých priestorov bola drénovaná do aktívnych banských polí.

Plytšie uložené ložiská sa dobývali povrchovým spôsobom. To veľmi výrazne menilo podmienky zvodnenia okolia. Ako typický prípad môžeme uviesť ložisko magnezitov Košice – Bankov. Ložisko je v pokročilom štádiu exploatácie. V minulosti sa dobývalo povrchovým spôsobom, neskôr sa začalo dobývať aj podpovrchovo. Vydobyť šošoviek magnezitu pri povrchu sa výrazne zmenili infiltračné podmienky. Vydobyté priestory priamo zachytávajú zrážkovú vodu, inde, kde vznikli navážky, zvyšuje sa infiltrácia. Pôvodne pri nenarušených podmienkach malú časť vody z ložiska vplyvom vyššieho tlaku drénovalo zlepenkové súvrstvie neogénu.

Zníženie hladiny podzemnej vody v ložisku indukovalo opačný pohyb vody z neogénu do ložiska. Artézské vrty, ktoré z ložiska najprv odvádzali vodu, ako aj ostatné ložiskové vrty, pokiaľ neboli samovoľne utesnené, ostali ako drén neogénnych zlepenčov. Zmenil sa aj hydrochemický obraz ložiska. Hydrogeologickú situáciu ešte sťažilo nesprávne založenie odkaliska v oblasti artézskych vrtov. Odpadová voda zo šachty-západ sa vypúšťala do priestoru nad haldami, ktoré prikrývajú staré priestory po povrchovom dobývaní. Odtiaľ voda priamo vnikala do ložiska, čo sa preukázalo farbiacou skúškou. Výsledkom ovplyvnenia bolo zvýšenie celkových prítokov do ložiska z pôvodne vypočítaných $1\,200\text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$ asi na $3\,200\text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$.

Banská činnosť v hlbších zónach môže ovplyvniť prirodzený režim ostatných podtypov podzemnej vody (puklinovo-žilné, puklinovo-vrstvové a puklinovo-krasové) v oblasti ložisk. Najtypickejšie ovplyvnenie je napríklad narazenie tektonickej línie alebo prepojenie jej vôd s inými podtypmi, čím sa v okolí vytvorí spojitý systém banských diel. Tento prípad možno najvhodnejšie ilustrovať na ložiskách Rákoš Fe a Rákoš Hg. Systémom banských diel tam boli hydraulicky prepojené všetky typy podzemných vôd v okolí. Ložiská sa viažu na smernú tektonickú líniu styku perm/mezozoikum, ktorá je prestúpená aj priečnymi zlomami, a vystupujú pod úrovňou potoka Turiec. Ložisko Rákoš Fe bolo v minulosti vyťažené a čiastočne aj pre ťažkosti s puklinovo-žilnými vodami odstavené. Celý systém banských diel bol zaplavený vodou. Neskôr pri otvorení ložiska Hg v susedstve, pod ktoré bezprostredne v hĺbke 109 m siahajú zaplavené banské diela ložiska Fe, sa preukázala hydraulická spojitosť celého systému s postupným narastaním prítokov po rozfáraní banského poľa. Nádrž banských vôd, ktorá sa vytvorila v systéme starín a ktorá je otvorenými cestami spojená s povrchovými vodami, je drénovaná banskými dielami ložiska Hg. Uvoľňovanie ďalších komunikácií podzemnej vody medzi jednotlivými systémami banských diel ložisk by mohlo spôsobiť prieval vody a náhle zaplaviť aj ložisko.

Uvedené prípady ovplyvnenia hydrogeologických pomerov okolia ložisk konkrétne ilustrujú širokú škálu vplyvov dobývania nerastných surovín v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria.

Banské vody zo systému diel nad erozívnu základňou vytekajú samovoľne na povrch, a to bez ohľadu na to, či ide o opustené alebo aktívne diela. Oblasť Spišsko-gemerského rudohoria je bohatá na výtoky banských vôd.

Evidencia známych výtokov alebo čerpaného množstva banských vôd na zmapovanom území podľa príslušnosti k jednotlivým rudným revírom je uvedená v ďalšej časti. Nepredstavuje však kompletný zoznam výtokov z banských diel.

Z hľadiska počtu výskytu dobývok najvýznamnejšie sú hydrotermálne ložiská komplexných železito-mednatých rúd. Vystupujú v niekoľkých pruhoch. Pre veľké množstvo ložisk uvádzame len rudné revíry s vymenovaním banských diel, kde sa overila výdatnosť. V rudnom revíre Mlynky z odvodňovacej štólne Filip (č. 11) vyteká približne $1,0\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ banských vôd (Repka a Gazda, 1970). Množstvo vody z odvodňovacej štólne Zuzana, ktorá odvodňuje systém starých banských diel druhého ložiska, nie je známe. V rudnom revíre Roztoky sú vyťažené obidve ložiská, Gretla aj Hrubá žila, so systémom ďalších paralelných žíl. Sú známe viaceré staré štólne, ktoré v tomto revíre ústia na povrch s výtokom vody do $0,3\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a iné. Pokračovanie roztockého revíru na východ predstavuje revír Bindt – Závod. V tejto oblasti sú známe viaceré štólne s nepatrným výtokom banských vôd. Revír Nálepko – Čierna hora so žilami Gustáv, Xantipa a Šajkán je

už opustený. Výtoky zo starín neboli overené. Na rudnom revíre Rudňany sa ťažba postupne rozširovala. Systém žíl Droždiak, Hrubá, Zlatník a Zapálenica je prestúpený smerom na povrch hustou sieťou banských dobývok. Okrem toho je v revíre celý rad banských diel, ktoré ústia na povrchu, bez výtoku. Priemerné čerpané množstvo vody z banských diel z revíru v júni 1971 (č. 22) predstavovalo $28,46 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, za rok 1972 to bolo $24,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (podľa ŽB Rudňany). Z minulosti je známe (Auer, 1966) až vyše 10-násobné prekročenie priemerného prítokového množstva do ložiska pri topení snehu a extrémnych zrážkach na jar. Žilné ložiská v rudnom revíre Slovinky sú na povrchu intenzívne rozfárané. Aktívna časť ložiska sa odvodňovala štôľňou Ferdinand (č. 24), ktorá podľa údajov ŽB Slovinky odvádzala za jún 1971 v priemere $25,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a za rok 1972 v priemere $17,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ banských vôd.

V rudnom revíre Gelnica sú v podstate všetky ložiská vyťažené. Zo zložitých systémov starých banských diel banské vody na mnohých miestach vytekajú na povrch. Zo známych štôľní systému Krížová a Vilhelm (č. 27) vyteká od $0,7$ až do $17,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ banských vôd. V opustenom revíre Žakarovce – Klippberg podľa jednorazového odhadu (Repka a Gazda, 1970) vyteká zo štôľne 149 a 200 asi $1,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom výtoky zo štôľní Grözling a Mária sa nemerali. V revíre Prakovce – Grellenseifen sú početné žily prevažne vyťažené. Z množstva starých štôľní sú známe tieto výtoky: č. 28 – $3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, č. 29 – $5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, č. 30 – $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Južnejšie revíry, Fichtenhübel a Smolník – Uhorná, sú tiež charakteristické prítomnosťou hustej siete banských diel. Podľa údajov ŽB Smolník za jún 1971 zo štôľní Pyrit a Mária Snežná (č. 23) vytekalo v priemere $17,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z opustených štôľní ústiacich na povrch sú len malé výtoky a jednotlivo nepresahujú $0,15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Celkový prítok vody do ložiska Fichtenhübel bol v priemere $12,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Prevažná časť tejto vody vyteká Dedičnou štôľňou (č. 25). Početné opustené banské diela sú v revíre Dobšiná. Štôľne Dedičná a Leander odvodňujú rozsiahle stariny, vytekajúce množstvo však nepoznáme. Zo štôľne Július (č. 9) podľa jednorazového odhadu vytekalo asi $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Aj revír Vlachovo je bohatý na opustené banské diela. Vytekajúce množstvo banských vôd nepoznáme. Na rudnom revíre Nižná Slaná sa dodnes udržuje ťažba. Z tohto ložiska štôľňou Manó vytekalo $0,73 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a šachtou Gabriela (č. 14) sa odčerpávalo v júni 1971 priemerné $5,75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (podľa ŽB Nižná Slaná). Priemerné odčerpávané alebo samovoľne vytekajúce množstvo z oboch ložísk za rok 1972 predstavovalo $5,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Na vyťažených šošovkách Ignác a Gampel sú známe viaceré výtoky. Zo štôľne Ignác (č. 12) v r. 1963 vytekalo až $4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z ďalších dvoch štôľní (č. 13) $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a z ďalších dvoch štôľní (č. 13) $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z ostatných opustených štôľní vytekali len malé množstvá vody (menej ako $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Opustené staré banské diela na ložiskách v oblasti Štítnika a Hrádku majú len nepatrné výtoky banských vôd.

Ložisko Železník má v horných polohách rozsiahle stariny neznámeho priebehu, cez ktoré intenzívne vsakuje povrchová voda. Vyteká na povrch štôľňami v oblasti Sirku (Štefánikova, Šrobárova, Hornosirkovská). Pred skončením ťažby v r. 1964 sa udával celkový výtok zo štôľní zhruba $6,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Banské diela ložiska Rákoš sú od r. 1964 zaplavené. Vytvorila sa tu rozsiahla nádrž banských vôd s pomalou cirkuláciou. Vzhľadom na polohu banských diel zväčša pod úrovňou potoka na povrchu nevnikajú väčšie výtoky z tohto systému. Cirkulácia týchto vôd sa obnovila otvorením ložiska Rákoš Hg v susedstve, kde sa zo šachty Rákoš v r. 1973 čerpalo v priemere asi $6,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ banských vôd (č. 5). Na ložisku železných rúd v Hornom Hrádku vytekalo z opustených banských diel v kremitých zlepenoch a kremencoch karbónu $5,0 - 8,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ banských vôd (č. 7). Na rudných revíroch bane Mária a Rožňavy sa dobývali žily Sádlovský, Bernardy, Mních, Júlia a Rákoš. Z jednotlivých banských diel ústiacich na povrch sa čerpalo alebo voľne otekalo (podľa údajov ŽB Rožňava) za jún 1971 v priemere takéto množstvo vody: štôľňa Rožňavské Bystré $2,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, šachta Mier $3,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, štôľňa Rudník $10,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, štôľňa Sádlovský $7,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, štôľňa Bernard $2,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, šachta Štefan $5,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (d. b. č. 21), štôľňa Mária $11,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a štôľňa Rákoš $0,25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Priemerné čerpané množstvo banských vôd z týchto ložísk v priebehu roka 1972 bolo $27,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Na mape sú zaznamenané aj ďalšie väčšie výtoky banských vôd v okolí (č. 20 a 21). Staré banské diela, ktoré ostali pri podpovrchovom dobývaní ložísk v minulosti a ktorých je v okolí mnoho, spôsobujú zvýšenú infiltráciu vody z povrchu. Vyššie prítoky z nich sú zriedkavé, pretože voda je drénovaná do hlbších odvodňovaných partií. Výdatnosť z týchto štôľní pri ústí na povrch zriedkavo presahuje $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

V oblasti Spišsko-gemerského rudohoria sú známe ešte ďalšie systémy starých banských diel na ložiskách komplexných železito-mednatých rúd ako napr. v oblastiach Vlachovo – Vyšná Slaná, Volovec – Kobeliarovo, Luciabaňa – Uhorná – Drnava, Košické Hámre a iné.

Na väčšine spomenutých rudných revírov sa okrem železito-medených rúd ťažili aj ďalšie rudy tak, že systémy banských diel sú dnes spoločné. Kvôli úplnosti preto spomenieme aspoň najdôležitejšie revíry, kde

sa ťažili aj iné druhy rúd. Sú to predovšetkým antimonitové ložiská, ktoré popri železe patrili k najbohatším ložiskám viazaným na hydrotermálne žily Spišsko-gemerského rudohoria. Z najdôležitejších ložísk treba uviesť ložisko Banské v helcmanovskom rudnom revíre, revír Čučma – Betliar, revír Zlatá Idka a ďalšie výskyty v okolí.

Ložiská ortuti sú v Spišsko-gemerskom rudohorí sústredené na severnú časť v blízkosti styku s mezozoikom (Čuntava, Rudňany, Jaklovce, Gelnica). Iné výskyty sú známe v širšom okolí Nižnej Slanej a v okolí Rákoša. V minulosti sa samostatne ťažila ortuť na ložiskách Gelnica-Zenderling, Nižná Slaná-Sv. trojica a Rožňava-Mária. Niklovo-kobaltové rudy sa v minulosti ťažili len na ložisku Dobšiná. Z dobývok po kýzovom zrudnení sú najdôležitejšie Smolník, Alžbeta v Bystrom Potoku, Jalovičí vrch a Kozáková severne od Gemerskej Polomy.

Oloveno-zinkové rudy sa ťažili prevažne s inými rudami, a to na Jalovičom vrchu na ložisku Alžbeta v Bystrom Potoku, v Jelšavskej Dúbrave a Margite v Ochtinej. Aj keď bola jedným z kovov, ktoré sa ťažili spolu s inými kovmi na ložiskách Smolník, Slovinky, Mariabaňa v okolí Dobšinej, Starej Vody a Novoveskej Huty.

Dobývky na polygénnych ložiskách mangánu sa vyskytujú pri Betliari, Čučme a v Bystrom potoku. Hydrogeologické pomery veľmi výrazne ovplyvňujú dobývky po ťažbe magnezitov. Ložiská magnezitov vystupujú prevažne na povrch, kde sa sústredila aj ich ťažba. Ložiská magnezitu aj v pôvodnom stave mali v dôsledku čiastočného skrasovatenia zložitú hydrogeologickú pomery. Plošne rozsiahle dobývky na povrchu veľmi výrazne zmenili podmienky dotácie a obehu podzemnej vody v okolí ložísk. Uvedieme známe výtoky z jednotlivých ložísk podľa údajov SMZ Košice (spolu s odčerpávaným množstvom) banských vôd. Z ložiska Košice-Bankov to bolo $53,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (č. 31), z toho $30,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ samovoľne vyteká zo štôlni do povrchového lomu a $23,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ sa odčerpávalo zo spodných etáží ložiska cez šachty. Pôvodne bol stanovený prítok do ložiska asi na $20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, zvýšenie na uvedenú úroveň vzniklo následkom zmien faktorov zvodnenia dobývaním. Z ložiska Burda – Poproč sa odčerpávalo $13,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (č. 1), zo šachty Burda $6,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, zo šachty Poproč $6,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z ložiska Lubeník $13,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (č. 3, 4) (Amág $5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, Lubeník $8,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), z Dúbravského masívu (č. 6) $1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (ťažba zväčša nad miestnou erozívnu základňou). Na opustenom ložisku Sirk podľa údajov ŽB Spišská Nová Ves bol v r. 1964 výtok zo štôle Železník $6,83 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (merané pred likvidáciou).

V niektorých uvedených rudných revíroch sa dobývali ešte ďalšie suroviny ako barit, azbest a iné. V posledných desaťročiach vznikli aj ďalšie dobývky po ťažbe rádioaktívnych surovín. Zo známych diel, z ktorých vytekali banské vody, boli takéto priemerné prítoky (podľa GPUP Novoveská Huta): Novoveská Huta (lom Muráň, šachty, štôlne) $16,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (č. 17, 16, 18), štôlna Švábovce $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, štôlna Kravany $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a štôlna Vikartovce $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Mimo oblasti Spišsko-gemerského rudohoria sú ešte ďalšie ložiská s banskými vodami. Je to predovšetkým časť ložiska Mn rúd Kišovce – Švábovce, viazaného na bridličnaté fácie vrchnoecénneho flyšu. Územie je porušené systémom priečnych (s.-j.) a pozdĺžnych zlomov, ktoré vytvorili blokovú stavbu územia. Po pozdĺžnych zlomoch sa do banských priestorov privádzajú z podložja minerálne vody zo sedimentov mezozoika. Na zmapovanom území sa nachádza stará šachta v Kišovciach (č. 8), z ktorej sa čerpal na povrch $4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ banskej vody.

Ložisko v Solnej Bani pri Prešove sa viaže na solnobanské súvrstvie a dobýva sa vylúhovaním. Čerpané množstvo banských vôd je nepatrné.

Nakoniec uvedieme najvýznamnejšie ložiská piesčitých štrkov, na ktorých po povrchovej ťažbe ostali jamy zaplnené vodou. Sú to ložiská v údolných nivách riek, najmä Hornádu, Slanej a Bodvy, ktoré ovplyvňujú režim a kvalitu podzemnej vody v okolí. Najdôležitejšie ložiská v južnej a jv. časti územia sú Krásna nad Hornádom, Geča, Čaña, Seňa, Nižná Myšľa, Milhošť, Perín, Veľká Ida, Turňa nad Bodvou, Janík a iné. V severnej časti územia sú to ložiská Haniska, Drienovská Nová Ves, Spišské Vlchy, Levočské Lúky, Spišská Nová Ves, Hrabušice, Smižany a ďalšie ložiská po ambulantej ťažbe.

8. VYUŽITIE A OCHRANA PODZEMNEJ VODY

S využitím poznatkov hydrogeologického výskumu a prieskumu SHMÚ súhrnne spracoval poznatky o využiteľnom množstve podzemnej vody Slovenska. V rámci mapového listu Košice je prehľad využiteľného množstva podzemnej vody spracovaný podľa hydrogeologických rajónov a orografických celkov so stavom za rok 1999 v tab. 27. Uvedený prehľad súčasne poskytuje informácie o súčasnom stave využívania podzemnej vody v orografických celkoch, o deficitných oblastiach a prípadných ďalších možnostiach využitia podzemnej vody.

Nízke Tatry

Vodohospodársky významná štruktúra je komplex triasových karbonátov sekvencie Veľkého boku v oblasti Liptovskej Tepličky. Odvodňuje ju celý rad významných prameňov, z ktorých sa dnes vodohospodársky využívajú pramene Teplička (č. 16), Veľký Brunov (č. 36), Malý Brunov (č. 35) a Macová (č. 18). Značná časť podzemnej vody štruktúry prestupuje vo forme skrytých prírónov do Čierneho Váhu a Ždiarskeho potoka, ktoré naprieč prerezávajú štruktúru karbonátov. Celkove bolo v štruktúre vyčíslené $600,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody (Hanzel, 1974; Frankovič, 1984). Okrem uvedených prameňov sa na zásobovanie v súčasnosti využíva aj šesť vrtov s odporúčaným odberom $224,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody. Zo štruktúry sa využíva celkove $345,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody pre podtatranský skupinový vodovod a časť vody sa využíva na zásobovanie Spišskej Novej Vsi. Krasovo-puklinové vody štruktúry z hľadiska ich vodohospodárskeho významu a možného nebezpečenstva hygienického znečistenia si vyžadujú ochranu celej štruktúry aj s príahľými svahmi kryštalinika.

Z vodohospodárskeho hľadiska je v Nízkych Tatrách deficitnou oblasťou územie budované horninami ipolitickej skupiny s kryštalinikom.

Hornádska kotlina a Šarišská vrchovina

Významnejšie využiteľné zdroje podzemnej vody v Hornádskej kotline sa podľa Jetela et al. (1990) viažu jednak na karbonáty triasu v podloží paleogénu a na borovské súvrstvie paleogénu, jednak na pripovrchovú zónu hutianskeho, zubereckého a bielopotockého súvrstvia. V Hornádskej kotline (vrátane kvartéru Hornádu) je vyčíslené celkove $328,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody, z nej sa využíva iba $29,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Tieto zdroje sa využívajú prevažne na lokálne zásobovanie niektorých obcí a poľnohospodárskych družstiev.

Na základe výsledkov hydrogeologického výskumu (Jetel et al., 1990) najvýznamnejšie oblasti z hľadiska prognózy získavania vodohospodársky využiteľnej podzemnej vody sú:

- karbonátové kolektory mezozoika medzi Betlanovcami a Spišskou Novou Vsou a v sv. okolí Hrabušíc,
- karbonatické sedimenty borovského súvrstvia paleogénu na severnom okraji Slovenského raja medzi Hrabušicami a južným okolím Spišskej Novej Vsi a na severnom okraji Galmusu medzi Markušovcami a Spišskými Vlachmi.

Na menšie lokálne zásobovanie možno využiť aj podzemnú vodu z pripovrchovej zóny paleogénu hutianskeho, zubereckého a bielopotockého súvrstvia v oblasti Spišský Štvrtok – Arnutovce, Betlanovce – Hrabušice, Letanovce – Spišské Tomášovce, Smižany – Spišská Nová Ves a vo východnej časti regiónu v oblasti Spišského Podhradia, Markušoviec a Spišských Vlách. V uvedených prognózných oblastiach je možné využívať podzemnú vodu zachytením pomocou vrtov.

V **Šarišskej vrchovine** spadajúcej do povodia Svinky iba nepatrná časť podzemnej vody vystupuje vo forme prameňov a časť ako skryté príróny do Svinky. V tejto časti regiónu sa vyčísloilo $113,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody, z ktorej sa využíva na zásobovanie iba $6,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Studňami a vrtmi sa využívajú zdroje vody zo sedimentov paleogénu s výdatnosťou prevažne od $0,04$ do $0,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ na lokálne zásobovanie obcí a roľníckych družstiev napríklad Ovčie, Široké, Vít'az, Chminianska Nová Ves, Chmiňany, Fričovce, Kojatice a iné.

Tab. 27. Využiteľné množstvo podzemnej vody na území zobrazenom na liste Košice so stavom za rok 1999 (podľa ŠVHB, 2000).

Hydrogeologický rajón	Čiastk. rajón	Plocha čiastk. raj. km ²	Využiteľné množstvo podľa kategórie preskúmanosti l. s ⁻¹									Odber l. s ⁻¹	
			A	B	C ₁	C ₂	I.	II.	III.	Odhad	Spolu		
MG-011: Paleozoikum a mezozoikum sv. svahov Nízkych Tatier a Kozích chrbtov	VH 00 iba Vyš. Šuňava	–	0	0	9,0	10,0	0	3,0	0	0	0	22,0	0
MG-013: Mezozoikum skupiny Veľ. boku, v. časť a priľahlé kryštalinikum	VH 10	55,8	207	303	10	0	0	0	0	0	0	520	343,8
	VH 20	24,8	0	0	0	0	0	0	0	20	0	20	0
	HD 10	16,5	0	0	0	0	38	0	22	0	0	60	1,4
PQ-115: Paleogén Hornádskej a Spišskej kotliny	HD 10	415,3	0	0	4,4	30,6	41,6	172	53,7	0	0	302,3	28,4
	HD 20	110,0	0	0	0	0	0	0	25	0	0	25,0	0,8
P-122: Paleogén povodia Svinky	HD 10	178,7	0	0	31,2	82,7	0	0	0	0	0	113,9	6,7
MG-121: Mezozoikum a paleozoikum Braniska	HD 20	10,1	0	0	7	5	0	0	3	0	0	15	10
	HD 30	25,8	0	0	0	0	0	0	5	0	0	5	0
	HD 40	47,8	0	0	0	0	0	0	5	0	0	5	0,6
MG-124: Mezozoikum a kryštalinikum Čiernej hory	HD 10	95,2	0	0	0	434,5	0	0	0	0	0	434,5	47,9
	HD 20	59,7	0	0	53	30,5	0	0	0	0	0	83,5	2,9
	HD 30	109,1	0	0	0	0	10	45	5	0	0	60,0	0,9
M-126: Mezozoikum Muránskej planiny a v. časti Hľpianskeho podolia a priľahlého kryštalinika	SA 10	77,4	0	0	246	60	1,2	0	2	0	0	309,2	60,5
	HN 11	53,1	0	0	0	87	0	0	25	0	0	112	0,2
	HN 20	50,2	0	0	0	0	0	95	0	0	0	95	9,9
	HN 30	35,9	0	0	0	0	0	0	10	0	0	10	3,5
MG-116: Mezozoikum Slovenského raja a Havraních vrchov s priľahlým paleozoikom	SA 20	2,9	0	0	0	0	0	0	2	0	0	2	0
	SA 50	16,7	0	0	0	0	25	0	0	0	0	25	9,6
	HD 10	48,7	0	0	50	0	36	12	5	0	0	103	12,9
	HD 20	142,8	0	0	0	0	80	35	125	0	0	240	4,6
	HD 30	23,2	0	0	0	0	0	0	15	0	0	15	0
	HD 40	46,6	0	0	0	0	20	2	3	0	0	25	19,1
MG-117: Mezozoikum Galmusu s priľahlým paleozoikom	HD 10	65,5	0	0	19,2	69,3	0	6,8	9	0	0	104,3	20,7
	HD 20	44,5	0	0	7,4	0	2,6	0,2	2	0	0	12,2	2,7
G-118: Paleozoikum Slov. rudohoria v povodí Hornádu	–	791,7	0	0	0	0	48,6	33,9	86,2	0	0	168,7	47,1
G-137: Paleozoikum Volovských vrchov v povodí Bodvy	–						17,6	14,8	9,6	0	0	42	12,9
G-128: Paleozoikum Revúckej vrch. a Volovských vrchov v povodí Slanej	SA 10	498,3	0	0	0	0	0	9	57,1	0	0	66,1	15,1
	SA 20	33,4	0	0	0	0	0	0	10	0	0	10	0,7
G-127: Kryštalinikum Stolických vrchov a Revúckej pahor. v povodí Slanej	SA 10	120,5	0	0	0	0	0	40	23,2	0	0	63,2	0,6
	SA 20	660,4	0	0	0	0	1,3	83,4	109,5	0	0	194,2	7,0
M-130: Mezozoikum záp. časti Slovenského krasu	–	215,0	0	0	0	0	28,5	6	36	0	0	70,5	2,5
MQ-129: Mezozoikum centrálnej a východnej časti Slovenského krasu	SA 10	99,4	0	0	68	0	40	0	0	0	0	108,0	2,9
	SA 20	76,9	0	83,5	6,5	0	0	0	0	0	0	90,0	1,6
	SA 30	26,6	0	20	18	0	127	0	100	0	0	265	23,9
	SA 40	20,4	0	0	0	0	0	0	5	0	0	5,0	0
	SA 50	371,0	0	44	735,6	9,8	0	0	0	0	0	789,4	394,4
	SA 60	54,3	0	0	0	0	0	0	23	0	0	23	0,7
NQ-123: Neogén v. časti Košickej kotliny	HO 20	51,2	0	0	0	0	11	33	14	0	0	58	2,7
	HD 30	62,7	0	0	0	0	1	13	6,5	0	0	20,5	0,4
Q-125: Kvartér Hornádu v Košickej kotline	HD 10	87,6	0	0	0	685	0	0	0	0	0	685	189,6
	HD 20	84,9	0	0	0	0	15	28	22	0	0	65	3,5
	HD 30	29,0	0	0	0	0	0	13	4	0	0	17	0,02
NQ-138: Neogén a kvartér Košickej kotliny a Abovskej pahorkatiny v povodí Bodvy	SA 10	156,9	0	0	0	272	40	0	20	0	0	332	6,1
	SA 20	69,4	0	0	0	0	0	0	25	0	0	25	5,3
	SA 30	124,8	0	0	0	0	0	0	20	0	0	20	1,0
NM-131: Neogén Gemer. pahorkatiny	–	121,0	0	0	0	0	0	0,5	1,5	23	0	25	0,09
Q-132: Kvartér Rimavskej kotliny	–	173,5	0	0	0	0	35	155	85	0	0	275	33,6
NV-133: Neogén vých. časti Rimavskej kotliny a Blžská tabuľa	SA 10	40,5	0	0	0	0	0,5	8,5	1	10	0	20	1,8
	SA 20	188,4	0	0	0	0	0	4	13	18	0	35	2,4
NV-134: Neogén z. časti Rimavskej kotliny a Pokoradzská tabuľa	SA 10	61,2	0	0	0	0	25	4,5	3	0	0	32,5	24,8
	SA 20	163,8	0	0	0	0	2	2	17	9	0	30	5,6

Poznámky: A, B, C₁, C₂ – zdroje podzemnej vody schválené komisiou pre klasifikáciu zdrojov a zásob podzemnej vody v kategóriách; I., II., III. – odhad – zdroje podzemnej vody neschválené KKP₂V, dokumentované v materiáloch SHMÚ podľa stupňa preskúmanosti.

Z hľadiska možnosti získania nových zdrojov podzemnej vody Chochol et al. (1984) za perspektívnu oblasť považujú kontakt Šarišskej vrchoviny s Čiernou horou medzi obcami Klenov, Rokycany a Ľubovec. Bazálna transgresívna litofácia paleogénu tam vystupuje na povrch a vytvára s podložným karbonátovým komplexom mezozoika jeden zvodnený kolektor. Na lokálne zásobovanie menších spotrebných miest je možné vrtmi zachytiť malé množstvo podzemnej vody v územiach s prevahou pieskovcov, ako to preukázali vrty v Rokycanoch a Chminianskych Jakubovanoch.

Branisko a Čierna hora

V pohorí Branisko je z hľadiska zdrojov podzemnej vody zaujímavejšia iba harakovská synklinála budovaná triasovými vápencami a dolomitmi. V regióne bolo vyčíslené iba $25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody. V súčasnosti sa z neho využíva iba $1,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Na zásobovanie sa využíva prameň Žriedlo (č. 220) zo sedimentov mezozoika pre obec Dúbrava a prameň č. 223 z kryštalinika pre obec Vojkovce. Z hľadiska lokálneho zásobovania má význam iba štruktúra triasových karbonátov harakovskej synklinály v centrálnej časti Braniska. V nej bolo vyčíslené $15,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody.

Z vodohospodárskeho hľadiska ako deficitná je oblasť budovaná kryštalinikom a paleozoikom, a to vzhľadom na rozptýlenosť výverov podzemnej vody s malou výdatnosťou.

Obdobne v Čiernej hore si z vodohospodárskeho hľadiska pozornosť zasluhujú iba triasové karbonáty ružinského a hrabkovského mezozoika. V nich sa vyčísliť $143,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody. Z nej sa dosiaľ využíva iba $3,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Využívajú sa pramene s výdatnosťou od $0,1$ do $6,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, a to pre vodovod Kavečany, Kysak, Sokol', Veľká Lodina, Malá Lodina, Klenov, Hrabkov, Ľubovec a iné.

Z hľadiska prognózy vodohospodárskeho využitia sú najvýznamnejšie karbonatické horniny triasu a bazálnej litofácie paleogénu. Ako deficitné sú oblasti budované kryštalinikom a paleozoikom, kde nie sú vhodné podmienky na tvorbu výdatnejších zdrojov podzemnej vody.

Muránska planina

Významné zdroje podzemnej vody sa viažu na stredotriasové vápence a dolomity. Tento komplex odvodňujú významné krasové pramene najmä na muránskej tektonickej línii a v severnej časti do povodia Hrona.

V časti štruktúry spadajúcej na zmapované územie sa vyčísliť $526,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody. Z neho sa dosiaľ využíva $74,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Využívajú sa najmä pramene na muránskej zlomovej línii, a to pramene Pod hradom, Vyvieračka I, Vyvieračka II a Bobačka (č. 10, 11, 27, 25) pre muránsky skupinový vodovod.

Vodohospodársky prognózne je pramenisko Pastovník (č. 8) v intraviláne obce Muráň, najvýdatnejšia pramenná sústava na muránskej zlomovej línii. Problémom je jeho ochrana v prípade využitia. Obdobne vodohospodársky prognózne sú aj vyvieračky v povodí Hrona medzi Telgártom a Zlatnom.

Slovenský raj

Hlavné kolektory podzemnej vody sú skrasovatené karbonáty stredného a vrchného triasu. Vo vymedzených karbonátových štruktúrach regiónu sa stanovilo $410,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody. Podzemná voda v pohorí sa doteraz využíva málo. Na vodohospodárske využitie sa odoberá iba $46,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody. Zatiaľ sa využívajú najmä pramene Fleischer, Csaky a Pod lanovkou (č. 137, 156, 141) na sv. okraji Slovenského raja na zásobovanie Spišskej Novej Vsi.

V údolí Hnilca sa na lokálne zásobovanie využívajú pramene Danková 1 a 3 (č. 76 a 77). Z doterajšieho hydrogeologického hodnotenia Slovenského raja z hľadiska prognózy získania zdrojov krasovo-puklinových vôd za najvýznamnejšie oblasti možno považovať štruktúru karbonátov vernárskeho pruhu (zachytenie významnejších prameňov) a štruktúru Glacu a Geráv. Pramene z nich majú veľký rozkyv výdatnosti, a preto vhodnejšie by bolo využitie vrtmi.

Galmus

V pohorí Galmus sa významnejšie zdroje podzemnej vody viažu na vápence a dolomity triasu. V troch vymedzených štruktúrach karbonátov bolo vyčíslené $116,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody. Významnejšie pramene odvodňujúce karbonátové štruktúry vyvierajú v južnej časti pohoria. Krasové pramene

vystupujúce na povrch v najsevernejšej časti územia nemajú podstatnejší význam. Na vodohospodárske využitie sa v súčasnosti odoberá $23,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ krasovo-puklinových vôd. Využívajú sa pramene Poráč 1 a 2 (č. 211 a 212), Pod Buče (č. 178) a Olšo (č. 180) zo štruktúry Poráčskej doliny Rudnian a pramene U Svätého Jána (č. 206, 207, 208) v štruktúre Galmusu. V pohorí Galmus sú v podstate využité všetky významnejšie pramene.

Na základe predpokladu určité množstvo podzemnej vody sa dá získať hydrogeologickými vrtmi v štruktúre Galmusu. Cangár et al. (1990) 13 vrtmi v oblasti Galmusu overili $48,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody s výdatnosťou od $0,2$ do $10,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom časť podzemnej vody mala pôvod aj v bazálnej litofácii paleogénu.

Volovské vrchy, Stolické vrchy a Revúcka vrchovina

Hoci Volovské vrchy, Stolické vrchy a Revúcka vrchovina plošne zaberajú podstatnú časť zmapovaného územia, ich hydrogeologické pomery nevytvárajú vhodné podmienky na tvorbu výdatnejších zdrojov podzemnej vody. V týchto orografických celkoch boli vymedzené 4 hydrogeologické rajóny, a to:

– G 118 – paleozoikum Slovenského rudohoria v povodí Hornádu, kde sa vyčísliło $168,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody; z neho sa využíva $47,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$;

– G 127 – kryštalikum Stolických vrchov a Revúckej pahorkatiny v povodí Slanej, kde sa vyčísliło $257,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody; z neho sa na zásobovanie využíva iba $7,61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$; zahŕňa aj podzemnú vodu alúvia Muráňa;

– G 128 – paleozoikum Revúckej vrchoviny a Volovských vrchov v povodí Slanej; vyčíslené využiteľné množstvo podzemnej vody je $76,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a odber $15,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom je zahrnutá aj podzemná voda sedimentov neogénu a kvartéru, ktoré sú na vodárenské využitie nevhodné;

– G 137 – paleozoikum Volovských vrchov v povodí Bodvy s vyčísleným množstvom $42,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľnej podzemnej vody a s odberom $12,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Západná časť Slovenského rudohoria, t. j. územie budované horninami kryštalika, paleozoika, spodného triasu s ostrovmi triasových karbonátov a neogénnymi vulkanoklastikami, je z hľadiska vodohospodárskeho využitia podzemnej vody nevýznamné. Na lokálne zásobovanie sa tu využíva iba niekoľko prameňov s výdatnosťou menej ako $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, a to v Brdárke, Vlachove, Hankovej, Čiernej Lehote, Slavošovciach, Roštári, Štítniku, Gočaltove, Rozložnej a inde (pr. č. 28, 58, 56, 82 a 83).

Obdobne nevýznamná je aj oblasť paleozoika Volovských vrchov budovaná horninami paleozoika. Aj tu sa využívajú pramene s malou výdatnosťou na lokálne zásobovanie obcí Jaklovce, Rudňany, Žakarovce, Gelnica, Košická Belá, Hýľov, Zlatá Idka, Šemša, Rudník, Prakovce, Švedlár, Gočovo, Malá Ida, Štós, Smolnícka Huta a Uhorná. Ich výdatnosť je iba desatiny $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Významnejšie sú iba niektoré kryhy karbónskych a mezozoických vápencov. Časť prameňov sa už využíva na zásobovanie. Je to napríklad prameň Sontagspring (č. 79) pri Dobšinej pre miestny vodovod s výdatnosťou $15,0 - 25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, sčasti pramene Foederata (č. 80) s výdatnosťou od $0,3$ do $28,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Vo Vyšnej Slanej sú využité 3 pramene pre miestny vodovod. Ich celková výdatnosť je $8,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V Ochtinej sa využíva 5 prameňov s výdatnosťou $4,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, v Kobeliarove pramene s celkovou výdatnosťou $9,3$ až $23,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, vo Vyšnom Medzeve 7 prameňov Šugov (č. 236, 237, 238) s výdatnosťou od $0,4$ do $46,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V juhozápadnej časti Slovenského rudohoria sú významnejšie iba ostrovy triasových karbonátov, z ktorých vyviera niekoľko výdatnejších prameňov. Zdroje podzemnej vody v jednotlivých ostrovoch možno orientačne odhadnúť na $10,0$ až $25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Budikovany, Strelnica) (Bujalka et al., 1970). Z nich sa dosiaľ využíva podzemná voda v Prihradzanoch ($0,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) pre miestny vodovod a v Kameňanoch 3 pramene (č. 59) s priemernou sumárnou výdatnosťou okolo $25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (podľa údajov VVAK Košice). Malé priestorové rozšírenie karbónskych a triasových karbonátov umožňuje ich vodohospodárske využitie iba na lokálne zásobovanie.

Územie Volovských vrchov, Stolických vrchov a Revúckej vrchoviny z vodohospodárskeho hľadiska nemá významnejšie zdroje podzemnej vody. Je to dôsledok hydrogeologických pomerov územia, rozptýlenia výverov a nesústreďeného odtoku malého množstva podzemnej vody vo veľkom množstve prameňov.

Slovenský kras

Vodohospodársky najvýznamnejšia oblasť na zmapovanom území je Slovenský kras s rozsiahlymi komplexmi a štruktúrami zvodnených karbonátov. Odvodňuje ich množstvo výdatných krasových prameňov. Slovenský kras je súčasťou hydrogeologického rajónu MQ 129 – Mezozoikum centrálnej a východnej časti

Slovenského krasu. Člení sa na 6 čiastkových rajónov, do ktorých sú zahrnuté jednotlivé vymedzené hydrogeologické štruktúry. V týchto čiastkových rajónoch bolo so stavom v roku 1999 vyčíslené takéto využiteľné množstvo podzemnej vody:

- SA 10 – čiastkový rajón mezozoika medzi dolinami Muráňa, Štítnika a Slanej so štruktúrami Slovenskej skaly, Pipiša a Koniara – využiteľné množstvo podzemnej vody $108,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z ktorého sa odoberalo $2,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$;
- SA 20 – čiastkový rajón Plešivskej planiny – využiteľné množstvo podzemnej vody $90,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ s odberom $1,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$;
- SA 30 – čiastkový rajón údolia Slanej a Štítnika, kde vznikajú prestupy krasových vôd do fluviálnych sedimentov – využiteľné množstvo podzemnej vody $265,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ s odbermi $23,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$;
- SA 40 – čiastkový rajón mezozoika severne od Kováčovej, kde sa vyčísli iba $5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody, bez odberov;
- SA 50 – čiastkový rajón Silickej planiny, Horného vrchu, Zádielskej doliny, Jasovskej doliny a Dolného vrchu so štruktúrami Veľká skala, Ardovské, Horný vrch, Vysoká, Bukovský vrch, Dolný vrch, Drieňovec, Lúčka, hačavsko-jasovská a kečovská štruktúra s najbohatším využiteľným množstvom podzemnej vody, a to $789,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z ktorého sa odoberalo $394,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$;
- SA 60 – čiastkový rajón neogénu a kvartéru Turnianskej kotliny – využiteľné množstvo podzemnej vody $23,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ s odberom $0,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Z vyčísleného využiteľného množstva podzemnej vody sa na miestne zásobovanie (asi 24 lokalít) využívajú pramene s výdatnosťou od $0,2$ do $3,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, a to v Kečove, Ardove, Paškovej, Kunovej Teplici, Gemerskej Hôrke, Rožňavskom Bystrom, Rakovnici, Plešivci, Borke, Brzotíne, Silickej Brezovej, Silici, Rožňave, Lúčke, Drnave, Lipovníku, Silickej Jablonici, Kováčovej, Hrhove, Dvorníkoch, Jasove, Háji a Debradi. Na zásobovanie Košíc sa odvádza voda zo Slovenského krasu z dvoch najvýznamnejších prameňov – Rybníka (č. 242) v Turni nad Bodvou a prameňa v Drienovci (č. 242 a 249). Na tento vodovodný systém sú podľa potreby napojené odbery z prameňov Žigart (č. 231), Hatiny (č. 253), Teplá voda, Bezodná studňa (č. 252), prípadne ďalšie zdroje mimo územia Slovenského krasu.

Z porovnania vyčísleného využiteľného množstva podzemnej vody s množstvom, ktoré sa už zo štruktúr vodárensky odoberá, vychodí poznatok, že v Slovenskom krase sú ešte významné, dosiaľ nevyužitú zdroje podzemnej vody. Využitie je možné buď priamym zachytením nevyužitých prameňov, alebo, a to najmä, zachytením pomocou vrtov, resp. štôlní. To by umožnilo využiť aj zdroje vody z retencií. Zmiernil by sa vodohospodársky neželateľný veľký rozkyv výdatnosti krasových prameňov. Ako poukazujú poznatky Orvana (1991), zvláštnu pozornosť si zasluhuje exploatovanie podzemnej vody hlbšieho obehu. Na základe jeho poznatkov v rokoch 1986 – 1988 v synklinálnej štruktúre medzi Brzotínom a Gombasekom hlbšie vrty umožnili overiť a zhodnotiť podmienky hlbšieho obehu a vytvoriť podmienky na racionálne prístupy v exploatácii krasovo-puklinových vôd v tomto území. Podľa týchto poznatkov Orvan (1981) predpokladá, že je reálne zvýšiť využiteľné množstvo podzemnej vody z hlbšieho obehu len v povodí Slanej o $200,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a v povodí Bodvy o 100 až $150,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. To si však vyžaduje už osobitne sa zaoberať ochranou podzemnej vody.

Košická kotlina

Neogén Košickej kotliny pre svoj litologický charakter nie je vodohospodársky významný. Polohy štrkov, pieskov, resp. pieskovec uprostred ílov nevytvárajú vhodné podmienky na cirkuláciu a dopĺňanie podzemnej vody, a tak iba lokálne sa môže akumulovať menšie množstvo artézskych podzemných vôd.

V hydrogeologických rajónoch Q-125 a NQ-138, na ktoré je Košická kotlina rozdelená, v čiastkových rajónoch budovaných sedimentmi neogénu bolo vyčíslené využiteľné množstvo podzemnej vody $62,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z toho v Abovskej pahorkatine $25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, v Medzevskej pahorkatine $20,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a v ostatnej časti Košickej kotliny $17,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z tohto množstva sa odberá na vodohospodárske využitie $15,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody. Podzemnú vodu sedimentov neogénu je možné v menšej miere využiť iba na lokálne zásobovanie, a to rozptýlenými odbermi vrtmi do $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ s hĺbkou $50,0$ – $100,0 \text{ m}$.

Rimavská a Rožňavská kotlina

Obe kotliny sú vyplnené v podstatnej miere sedimentmi neogénu, ktoré tvoria sliene, slienité pieskovce a íly. Sú iba lokálne slabozvodnené, resp. až nezvodnené, ako to dokumentuje celý rad negatívnych vrtov. Z tohto hľadiska neogénne sedimenty oboch kotlin sú vodohospodársky neperspektívne.

V Rožňavskej kotline bolo vyčíslené využiteľné množstvo podzemnej vody $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z ktorého sa odoberá $0,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Je však na vodárenské využitie nevhodná.

V Gemerskej pahorkatine a vo vlastnej Rimavskej kotline bolo vyčíslené celkovo $90,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody. Na využitie sa z neho odoberá $8,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Je možné využívať ju iba na individuálne zásobovanie studňami.

Fluviálne sedimenty riek

Alúvium Hornádu z hľadiska možností získania podzemnej vody má veľmi odlišný charakter a význam. Najmenej priaznivé podmienky sú v hornej časti toku, kým v dolnej časti sú najpriaznivejšie.

Jetel et al. (1990) vypočítali z kvartérnych fluviálnych kolektorov Hornádu v Hornádskej kotline využiteľné množstvo podzemnej vody v objeme $97,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ktoré bolo overené vrtmi, a ďalších $56,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ktoré by bolo možné získať ďalšími vrtmi. Celkovo je to $153,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody. Z toho sa na lokálne vodárenské zásobovanie využíva len veľmi malé množstvo (okolo $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Vodárensky významné využiteľné množstvo vo fluviálnych sedimentoch je v úseku Smižany – Spišské Vlachy.

Vo fluviálnych sedimentoch Hornádu v úseku Čiernej hory Frankovič (1981) vypočítal využiteľné množstvo podzemnej vody $375,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z toho sa odoberá na zásobovanie $31,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, a to studňami a vrtmi v oblasti Kysaku, Sokoľa a Družstevnej.

Ak odhliadneme od územia južne od Košíc, z hľadiska prognózy odberu podzemnej vody za najperspektívnejší môžeme označiť úsek alúvia Hornádu medzi Kysakom a Ťahanovcami. Štrkopiesčité náplavy tu majú rovnakú priepustnosť po celej šírke alúvia. Vhodným rozložením odberných objektov s využitím brehovej infiltrácie by sa dalo získať väčšie množstvo podzemnej vody.

Najbohatšie zdroje podzemnej vody dnevej výplne nivy Hornádu sú v úseku Ťahanovce a južný okraj Košíc a v úseku južný okraj Košíc a štátna hranica. Celý tento úsek je súčasťou hydrogeologického rajónu Q-125 – kvartér Hornádu v Košickej kotline. Vypočítalo sa v ňom využiteľné množstvo podzemnej vody $685,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z ktorého sa odoberá $189,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V terasách Hornádu bolo vyčíslené $65,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody, z ktorého sa odoberá na zásobovanie iba $3,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V úseku Ťahanovce – Košice sa odoberá okolo $130,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ na zásobovanie Košíc. Odber sa robí 9 studňami lokalizovanými pozdĺž Hornádu. V tejto oblasti je podzemná voda v podstate už využitá. Okolo $60,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ sa odoberá 3 studňami pri obci Gyňov. Perspektívy reálneho využitia celého vyčísleného množstva sú však pri súčasnom stave kvality vody pochybné, lebo v niektorých úsekoch rajónu je podzemná voda vystavená intenzívnemu priemyselnému a poľnohospodárskemu znečisteniu. Využitie je tu preto podmienené dôslednou ochranou kvality a vyriešením konfliktu záujmov.

V západnej časti Košickej kotliny v hydrogeologickom rajóne NQ-138 hlavným využiteľným zdrojom podzemnej vody sú štrky dnevej výplne nivy Idy a Bodvy a čiastočne aj štrky náplavových kuželov. V čiastkovom rajóne SA-10 kvartéru a neogénu Košickej kotliny tohto hydrogeologického rajónu bolo vyčíslené $332,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľného množstva podzemnej vody. Z neho sa odoberá iba $6,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Kvalitu vody v kolektoroch kvartérnych sedimentov rajónu NQ-138 nepriaznivo ovplyvňuje najčastejšie zvýšený obsah Mn, miestami aj Fe.

Vo fluviálnych sedimentoch Torysy od Prešova po sútok s Hornádom (hydrogeologický rajón NQ-123, časť čiastkového rajónu HD-20 – kvartér Torysy) bolo vyčíslené využiteľné množstvo podzemnej vody $58,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Na využitie sa z neho odoberá iba $2,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Táto podzemná voda si v prípade využitia vyžaduje úpravu. Je možné exploatovať ju iba na lokálne využitie vrtmi s nesústreďenými odbermi do $5,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

V povodí rieky Slaná sa stanovilo využiteľné množstvo podzemnej vody v rámci hydrogeologického rajónu Q-132 – kvartér Rimavskej kotliny. Vo fluviálnych sedimentoch Slanej je to $170,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z toho sa na zásobovanie odoberá $33,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z hľadiska prognózy vodohospodársky významné je údolie Slanej v úseku od Čoltova po Šafárikovo. V úseku Brzotín – Bohúňovo sú zdroje podzemnej vody využiteľné spolu s krasovými vodami Slovenského krasu (MG-129). V tomto úseku sa v rámci čiastkového rajónu (SA-30) vyčíslovalo $265,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľnej podzemnej vody. Z tohto množstva sa odoberá $23,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

V údolnej nive Turca sa stanovilo využiteľné množstvo $11,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ktoré sa zatiaľ nevyužíva. V údolnej nive Blhu je to $15,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z ktorých sa odoberá $0,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Zdroje podzemnej vody sú vhodné iba na lokálne využívanie.

V údolí Muráňa je prognózný úsek od Muráňa po Revúcu, kde Orvan (1969) vypočítal $16,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ využiteľnej podzemnej vody.

Zásady ochrany zdrojov podzemnej vody sú zahrnuté v celom rade právnych noriem zameraných všeobecne na ochranu podzemnej vody v prírodnom prostredí. Obvykle sa táto ochrana veľmi často zužovala iba na stanovenie ochranných pásiem záchytných zariadení.

Pri ochrane podzemnej vody sa rozlišuje ochrana vlastného záchytného zariadenia od ochrany prírodného zvodneného prostredia, ktoré zahŕňa oblasť infiltrácie, oblasť tranzitu a výverovú oblasť. Ochrana záchytného zariadenia je technicky riešiteľná dostupnými opatreniami. Ochrana prírodného prostredia je však zložitejšia, a preto aj náročnejšia. Dôležitým prvkom tejto ochrany je monitorovanie kvality podzemnej vody pomocou siete indikačných objektov. Také objekty sú už vybudované v trase ropovodu, ktorá sa tiahne južnou časťou zmapovaného územia zobrazeného na liste Košice cez vodárensky významné oblasti ako Košická kotlina, Slovenský kras a iné. Nie menej významná je aj ochrana kvality zdrojov. Kvantitatívna ochrana sa v súčasnosti dotýka najmä optimálneho odberu vody z územia pri zachovaní ekologickej únosnosti prírodného prostredia. Tento prístup sa už aplikoval pri návrhu ochrany zdrojov podzemnej vody Slovenského raja, Havraních vrchov a Muránskej planiny.

Perspektívy reálneho využitia celého vyčísleného množstva podzemnej vody sú však pri súčasnom stave kvality vody v mnohých oblastiach pochybné. Podzemná voda je na mnohých miestach vystavená intenzívnemu priemyselnému a poľnohospodárskemu znečisteniu.

Ďalšie využívanie podzemnej vody si bude vyžadovať dôsledné prehodnotenie jej kvantitatívnej a kvalitatívnej ochrany v zmysle nových legislatívnych noriem, ako je zákon o vodách č. 184/2002 Z. z. a nadväzná vyhláška č. 398 MŽP SR z 10. 7. 2002 o určovaní ochranných pásiem vodárenských zdrojov a opatreniach na ochranu vôd.

Ochranu podzemnej vody z kvalitatívneho a čiastočne aj kvantitatívneho hľadiska zabezpečujú v niektorých orografických celkoch prísne opatrenia ochrany prírodného prostredia. Sú to práve regióny v hodnotenom území s najbohatšími zdrojmi podzemnej vody. Je to Národný park Nízke Tatry a Národný park Slovenský raj, Chránená krajinná oblasť Muránska planina a Chránená krajinná oblasť Slovenský kras. Využívané zdroje majú stanovené vlastné ochranné pásma hygienickej ochrany.

LITERATÚRA

- Andrusov, D. a Matejka, A., 1931: Guide des excursion dans les Karpathes occidentales etc. In: Knih. St. Geol. Úst. (Praha), 13 A.
- Atlas podnebia ČSSR, 1958. Praha.
- Auer, 1966: Posudok o prievaloch vôd Rudňany. Manuskript. Sp. N. Ves, archív ŽB.
- Bagdasarjan, P. G., Vass, D. a Konečný, V., 1968: Results of absolute age determination of Neogène rocks in Central and Eastern Slovakia. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 19, č. 2.
- Bajaník, Š., Vozárová, A., Hanzel, V., Ivanička, J., Snopko, L. a Pristaš, J., 1967: Vysvetlivky k listu Spišská Nová Ves (1 : 50 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bajaník, Š., 1969: Kyslé diferenciáty bázičkého vulkanizmu v rakoveckej sérii. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 48.
- Bajaník, Š. et al., 1981: Ku genéze staropaleozoických bázičkých vulkanitov gemeríd. In: Paleovulkanizmu ZK. Konf., symp., semin. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Reichwalder, P., Pristaš, J., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria, východná časť, 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Bajo, I., 1984: Doterajšie poznatky o priepustnosti a zvodnení flyšových sedimentov na území východného Slovenska. In: Zborník referátov z VIII. celoštátnej hydrogeologickej konferencie. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Bajo, I. a Cibulka, L., 1994: Povodie Svinky – vyhladávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Košice, Geokonsult.
- Banský, M., 1966: Hydrogeologický prieskum riečnych náplavov v povodí Hrona v úseku Červená skala – Zvolen. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Banský, M. a Frličková, M., 1976: Povodie Hrona v oblasti Švermovo – Brezno. Manuskript. Žilina, archív INGENIO.
- Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón“ vo veporidách. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 21.
- Biely, A., 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Bauer der Choč – Einheit. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 28.
- Biely, A., 1964: Über die „Veporiden“. In: Geol. Sbor. (Bratislava).
- Biely, A., 1985: Melafýrová „séria“. In: Andrusov, D. a Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 59 – 60.
- Biely, A., Bujnovský, A., Vozárová, A., Klínek, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Bezák, V., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Pulec, M., Putiš, M. a Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkyh Tatier 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
- Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkyh Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Bujalka, P., Kullman, E., a Škvarka, L., 1970: Vysvetlivky k mape zásob podzemných vôd a ich ochrany v mierke 1 : 500 000. Manuskript. Žilina, archív IGHP.
- Bystrický, J., 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a *Dasycladaceae* mezozoika Slovenského krasu. Bratislava, Úst. geol.
- Cabala, D., Cabalová, K. a Rusinová, J., 1970 – 1974: Hydrogeologické posudky vrtaných studní v paleogéne Hornádskej kotliny. Manuskript. Sp. N. Ves, archív Geol. priesk.
- Cabala, D., 1976: Doterajšie poznatky o hydrogeologických pomeroch paleogénu Spišskej kotliny. In: Miner. slov. (Košice), roč. 8, č. 2.
- Cabalová, K. a Rusina, L., 1980: Sériá Veľkého Boku – lokality Rovienky a Pod sútokom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Cambel, B. et al., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Cangár, P. a Szábová, A., 1990: Galmus – hydrogeologický rajón Mg-117, vyhladávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Cibulka, L. a Szábová, A., 1980: Západná časť Moldavskej nížiny – vyhladávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Cibulka, L., Šťastný, V., Petrivaldský, P. a Kozmuková, M., 1990: Čierna hora – predbežný hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Cibulka, L., 1991: Paleogén povodia Svinky – vyhladávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Čechovič, V. a Vass, D., 1960: Geológia južnej časti Košickej kotliny. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 59.
- Dovina, V., Rapant, S., Miko, O., Gorek, J., Bujnovský, A. a Pulec, M., 1985: Zhodnotenie hydrogeologických pomeroch kryštalinika Nízkyh Tatier. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fendek, M., Hanzel, V., Bodiš, D. a Nemčok, J., 1992: Hydrogeotermálne pomery Popradskej kotliny. In: Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), č. 10.
- Filo, I. a Siráňová, Z., 1998: Hornádske a chrastianske vrstvy – nové oblastné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 103.
- Franko, O., Gazda, S. a Michalíček, M., 1974: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

- Franko, O., 2000: Pôvod CO₂, H₂S a SO₄ v minerálnych a termálnych vodách Západných Karpát z pohľadu stálych izotopov a horninového prostredia. In: Podzemná voda (Bratislava), č. 2. s. 102 – 113.
- Franko, O., 2001: Pôvod a vývoj minerálnych a termálnych vôd Slovenska v priestore a čase z pohľadu veku travertínov a izotopov O, H a ¹⁴C. In: Podzemná voda (Bratislava), č. 1, s. 26 – 45.
- Frankovič, J., 1963: Hydrogeologický prieskum náplavov Hornádu pod sútokom s Torysou, II. etapa. Manuskript. Žilina, archív IGHP.
- Frankovič, J., 1964: Hydrogeologický prieskum aluviálnych náplavov Hornádu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Frankovič, J., 1974: Hydrogeologická štúdia Čiernej Hory. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Frankovič, J. a Szabová, A., 1975: Povodie Hnilca – hydrogeologická štúdia. Manuskript. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Frankovič, J., 1984: Záverečná správa z predbežného hydrogeologického prieskumu – séria V. Boku – lokality Rovenky a Pod sútokom. Manuskript. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Frankovič, J. a Banský, V., 1971: Torysa – výpočet zásob podzemných vôd. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Frankovič, J., 1975: Branisko – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Záverečná správa s ocenením zásob podzemných vôd k 30. 10. 1974. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Frankovič, J., Tkáčik, P. a Gazda, S., 1975: Branisko – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Frankovič, J. a Szabová, A., 1976: Košice – juh – artézske horizonty – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Frankovič, J., 1981: Čierna hora – hydrogeológia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Frankovič, J., 1985: Povodie Hnilca – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fusán, O., 1958: Náčrt geologických pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 12.
- Fusán, O., 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej hory. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 18.
- Fusán, O. et al., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 123 s.
- Gazda, S. a Repka, T., 1971: Hydrogeológia a hydrochémia Spišsko-gemerského rudohoria, kap. III/G, Geologicko-ložisková štúdia SGR. Manuskript. Sp. N. Ves, archív Geol. priesk.
- Gazda, S., 1972: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. In: Hydrogeologická ročenka 1970 – 1971. Bratislava.
- Gazda, S., 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. In: Zborník z III. celoslovenskej geologickej konferencie, II. časť. Bratislava, SGÚ.
- Gross, P., 1967: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu Klčov-I. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Litostratigrafická klasifikácia vnútrokarpatského paleogénneho sedimentačného cyklu. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 81.
- Gross, P., 1987: Geologická stavba ochranného pásma Baldovce – Sivá Brada. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karoli, S., Maglay, J., Nagy, A., Halouzka, R., Spišák, I., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Mello, J. a Polák, M., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
- Halešová, A. et. al., 1984: Hydrogeologická štúdia neogén a kvartér východnej časti Košickej kotliny. Manuskript. Košice, Geokonzult.
- Haluška, M., 1978: Betlanovce – Tepličnô, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Haluška, M. a Petrivalský, P., 1982: Košice – areál PKO Anička – hydrogeologický prieskum minerálnych vôd. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Haluška, M. a Petrivalský, P., 1994: Minerálne vody stolové v Baldovciach. Zborník z medzinárodného sympózia Minerálne vody východného Slovenska. Bratislava, Slov. Akad. Vied.
- Hanzel, V., 1970: Puklinovo-krasové vody série V. boku. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 53.
- Hanzel, V., 1973: Hydrogeologický výskum chočského príkrovu a série V. Boku N. Tatier. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanzel, V., 1974: Podzemné vody chočského príkrovu a série Veľkého boku na sv. svahoch Nizkých Tatier. In: Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), č. 1.
- Hanzel, V., 1981: Ground Waters of the Paleozoic of the Gemerider in the West Carpathians. In: Abstracts, 12th Congress CBGA.
- Hanzel, V. a Gazda, S., 1971: Niektoré poznatky o režime puklinovo-krasových vôd sv. svahov N. Tatier. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 56.
- Hanzel, V., Repka, T. a Zakovič, M., 1975: Hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Košice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanzel, V., Kullman, E., Dovina, V., Franko, O., Škvarka, L. a Vrana, K., 1984: Podzemné vody Slovenska a prognózy ich využitia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanzel, V., Kullman, E. a Dovina, V., 1990: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape M = 1 : 50 000 Nizkých Tatier. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hovorka, D. (ed.), 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians (Czechoslovakia). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 258 s.
- Hynie, O., 1963: Hydrogeologie ČSSR. Minerální vody, díl II. Praha, ČSAV.

- Chochol, M., Škvarka, L., Rapant, S. a Molnár, J., 1984: Prognózne zásoby podzemných vôd a zhodnotenie základných hydrogeologických pomerov Šarišskej vrchoviny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Janočko, J., 1990: Sedimentálne prostredie hrubých dolomitov vrchného bádenu v severnej časti Košickej kotliny. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 22.
- Jetel, J., Škvarka, L. a Vranovská, A., 1989: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape M = 1 : 50 000 Košická kotlina a Slanské vrchy (severná časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Jetel, J., Molnár, J. a Vranovská, A., 1990: Hydrogeologický výskum Hornádskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Jetel, J., 1997: Termálne vody Hornádskej kotliny. Zborník z konferencie Geotermálna energia a jej využitie. Bratislava, SGA.
- Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, L., Priehodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár, J., Zlinská, A. a Žec, B., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Kaličiak, M., Baňacký, V., Bodnár, J., Dubeňová, J., Jacko, S., Janočko, J., Jetel, J., Karoli, S., Petro, L., Spišák, I., Syčev, V., Zlinská, A. a Žec, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
- Karniš, J. a Kvitkovič, J., 1970: Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. In: Geol. Práce (Bratislava), č. 1.
- Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. In: Západ. Karpaty, (Bratislava), č. 6.
- Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier. Slovenské rudohorie – stred, Nízke Tatry – východ, 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Klír, S., 1962: Hydrogeologie Slovenských magnezitových ložisek v karbónu gemerid. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 24.
- Kováč, P., Vass, D., Janočko, J., Karoli, S. a Kaličiak, M., 1994: Tectonic history of the East Slovakian Basin during the Neogene. ESRI Occasional Publication. New Series, No 11, A – B. South Carolina USA.
- Kozur, H., Mock, R. a Morther, H., 1976: Stratigraphische neueinstufung der Karbonat-gesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slovakia) in das oberste Vise Schpukhovian (Naumr A). In: Geol. Pal. Mitt. (Innsbruck), roč. 6, č. 1.
- Krásný, J., 1986: Klasifikace transmisivity a její použití. In: Geol. Průzk. (Praha), roč. 26, č. 6.
- Krippel, E., 1956: Správa o paleobotanickom rozboře ložiska rašeliny pri Hrhove nad Moldavou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullman, E. a Gazda, S., 1980: Základný hydrogeologický výskum Muránskej planiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullman, E. a Gazda, S., 1980: Zhodnotenie realizovaných prác v pohorí Galmus a vo vých. časti V. Fatry. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullman, E., 1982: Hydrogeológia pohoria Galmus. In: Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), č. 4. Kullman, E. st., Kullmanová, A. a Rapant, S., 1985: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov mezozoika Slovenského raja s ocenením prognózných zdrojov a využiteľných množstiev podzemných vôd. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullman, E. ml., 1986: Výpočet zásob podzemných vôd južnej a juhozápadnej časti Muránskej planiny. Manuskript. Bratislava, archív SHMÚ.
- Leško, B., 1957: Prehľad geológie paleogénu južnej časti Levočského pohoria a priľahlých kotlin. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 12.
- Lukaj, M., Helma, J., Cicmanová, S., Malík, P., Komoň, J. a Kolačná, Z., 1997: Muránska planina – j. a jz. časť, hydrogeológia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1952: Hydrogeologický opis povodia Slanej. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1962: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. In: Práce Št. geol. Úst., Zoš. (Bratislava), č. 27.
- Maheľ, M. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, Sv. 1. Praha, Ústř. Úst. geol. – Academia.
- Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Maheľ, M. a Vozár, J., 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severogemeridnej synklinále. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 56.
- Malík, P. a Lánčos, T., 1993: Základná hydrogeologická mapa Braniska v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Malík, P., Vrana, K. a Ivanička, I., 1990: Hydrogeologické pomery Volovských vrchov v povodí Hnilca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Marschalko, R. a Samuel, O., 1960: Predbežná správa o nálezoch oligocénu v paleogéne Centrálnych Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 18.
- Marschalko, R., 1966: Geológia a sedimentológia flyšových a okrajových litofácií (Šarišská hornatina). In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), č. 5.
- Marschalko, R., Gross, P. a Kalaš, L., 1966: Paleogén a kvartér Hornádskej kotliny. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 39.
- Mello, J., Filo, I., Havrila, M., Ivan, P., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Vozárová, A., Liščák, P., Kubeš, P., Scherer, S., Siráňová, Z., Szalaiová, V. a Žáková, E., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny. Vyd. D. Štúra, Bratislava.
- Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, L., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. a Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra

- Méry, V., Méryová, E., Vrábl'ová, M. a Urbaník, J., 1995: Slovenský kras – štruktúra Ardovská a Kečovská. Manuskript. Žilina, archív INGEO.
- Méryová, E., Vrábl'ová, M. a Urbaník, J., 1995: Slovenský kras – štruktúra Vysokej. Manuskript. Žilina, archív INGEO.
- Mičák, F., 1969: Moldavská nížina – ocenenie zásob podzemných vôd. Manuskript. Žilina, archív INGEO.
- Mičák, F., 1970: Údolie Bodvy – Hatiny, hydrogeologický priskum. Manuskript. Žilina, archív INGEO.
- Němejc, F., 1974: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. In: Rozpr. II. tř. Čs. Akad. Věd (Praha), roč. 56, č. 15.
- Neupauer, L. et al., 1990: Levočské vrchy – hydrogeologický rajón P-119 – vyhledávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Orvan, J., 1960: O pôvode minerálnych vôd v Šafárikove. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 17.
- Orvan, J., 1961: Hydrogeologický prieskum pre vodné dielo Ružín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Orvan, J., 1963: Vodné dielo Ružín, I. a II. etapa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Orvan, J., 1964: Hydrogeologické pomery riečnych náplavov v povodí Slanej. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 32.
- Orvan, J., 1964: Hydrogeologický prieskum riečnych náplavov v povodí Slanej, časť 2., údolie Slanej, Blhu, Turca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Orvan, J., 1966: Hydrogeologický prieskum pre dobudovanie pozorovacej siete podzemných vôd Slanej. Správa IGHP pre HMÚ. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Orvan, J., 1969: Slaná, základný hydrogeologický prieskum (ocenenie zásob podzemných vôd v kategórii C₂ v náplavoch Slanej, Muráňa a Štítnika a na trase Rimavy v úseku Jesenské – Rimavská Seč). Správa IGHP pre Vodorozvoj. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Orvan, J., 1973: Hydrogeologické pomery Rimavskej kotliny. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 5.
- Orvan, J., 1973: Povodie Slanej – registrácia prameňov. Manuskript. Bratislava, SHMÚ.
- Orvan, J., 1974: Hačavsko-Jasovská geologická štruktúra. Predbežný prieskum. Manuskript. Bratislava, Vodorozvoj.
- Orvan, J., 1991: Podzemné vody Slovenského krasu a možnosti ich využitia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 23.
- Orvan, J., Mello, J., Nešvara, J. a Potyš, Z., 1974: Hačavsko-Jasovská geologická štruktúra. Záverečná správa. Manuskript. Žilina, archív INGEO.
- Orvan, J. a Tyleček, B., 1981: Rožňava – Plešivec, predbežný hydrogeologický prieskum. Manuskript. Žilina, archív INGEO.
- Orvan, J., 1984: Podmienky využívania a ochrany podzemných vôd Slovenského krasu. Zborník referátov z VIII. celoštátnej hydrogeologickej konferencie. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Orvan, J., Potyš, Z., Drahoš, M., Kullman, E. st. a Kullman, E. ml., 1991: Gombasek – Plešivec, hlbší obch podzemných vôd Slovenského krasu. Manuskript. Žilina, archív INGEO.
- Orvan, J., Vrábl'ová, M., Drahoš, M., Kovařík, L., Kullman, E. st. a Kullman, E. ml., 1992: Slavec – hlboké vrty, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Žilina, archív INGEO.
- Orvan, J., Šalagová, V. a Vrábl'ová, M., 1995: Slovenský kras – štruktúra Koniara, predbežný hydrogeol. prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ondzиковá, J., 1963: Zhodnotenie hydrogeologických prác – dolný tok Hornádu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Plašienka, D., 1991: Mesozoic tectonic evolution of the epivariscan continental crust of the Central Western Carpathians – a tentative model. In: Miner. slov. (Bratislava), 23.
- Polák, M., 1987a: Mezozoikum severnej časti Braniska. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 87.
- Polák, M., 1987b: Litofaciálna charakteristika jury Braniska a západnej časti Čiernej hory. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 87.
- Polák, M., 1994: Mezozoikum južnej časti Braniska. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 26.
- Pospíšil, P. et al., 1969: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1 : 200 00, listy Trebišov – Čierna. Bratislava.
- Polák, M., Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., Gross, P., Harčár, J., Zacharov, M., Baláž, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karolí, S. a Kaličiak, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 201 s.
- Pulec, M. a Vass, D., 1969: Les textures et les structures des trefs son das du Néogène supérieurs de la Slovaquie orientale. In: Geol. Zbor. (Bratislava), roč. 20, č. 1.
- Rapant, S. a Beharka, M., 1995: Hydrogeochémia územia regiónu Hornádska kotlina a východná časť Slovenského rudohoria – Mapa kvality prírodných vôd. In: Geofoaktory životného prostredia regiónu Hornádska kotlina a východná časť Slovenského rudohoria. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rapant, S., Vrana, K. a Bodiš, D., 1996: Geochemický atlas SR, časť Podzemné vody. Bratislava, GS SR.
- Repka, T., 1964: Hydrogeologické pomery magnezitového ložiska Košice. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 32.
- Repka, T., 1969: Štúdium hydrogeologických podmienok rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. (Rigorózna práca). Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Repka, T., 1971: Banské vody Slovenska, ŠVP podkl. úloha k II. vydaniu. Manuskript. Bratislava, archív IGHP.
- Repka, T., 1974a: Hydrogeologické pomery ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Repka, T. a Gazda, S., 1970: Hydrogeológia a hydrochémia Spišsko-gemerského rudohoria (kapitola GLŠ-SGR). Manuskript. Sp. N. Ves, archív Geol. priesk.
- Repka, T., 1971a: Hydrogeológia širšieho okolia ložiska Košice Mg. Manuskript. Sp. N. Ves, archív Geol. priesk.
- Rozložník, L., 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. In: Západ. Karpaty (Bratislava), č. 4.

- Rudinec, R., 1967: Artézske vody v Košickej kotline. In: Geol. Průzk. (Praha), č. 4.
- Siegl, K., 1982: Structure of the Vepor Pluton (West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 33, s. 171 – 175.
- Sitár, V. a Vozár, J., 1973: Die ersten Makrofloren – Frade in dem Karbon der Choč – Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 24, č. 2.
- Sitár, V. a Dianiška, J., 1979: Flóra z mladoterciérnych vulkanitov od Vyšného a Nižného Skálnika. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 4.
- Scherer, S., Korolík, J., Malík, P., Bajtoš, P. a Gedeon, M., 1999: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000 – textové vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Snopková, P., 1967: Správa o palynologickom výskume staropaleozoických vzoriek Spišsko-gemerského rudohoria. In: Spr. geol. Výsk. v r. 1963 (Bratislava), č. 2.
- Struňák, V., 1961: Hydrogeologický prieskum Hornádu pod sútokom s Torysou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalagová, V., Vrábľová, M. a Urbaník, J., 1995: Slovenský kras – štruktúra Koniara. Manuskript. Žilina, archív INGENEO.
- Šalagová, V., Méryová, E. a Urbaník, J., 1997: Podzemné vody centrálnej časti Slovenského krasu. In: Podzemná voda (Bratislava), roč. III, č. 1.
- Šalagová, V., Kullman, E. a Frličková, M., 1998: Mezozoikum Slovenského raja a Havraních vrchov s príľahlým paleozoikom. Vyhľadávaci hg. prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šindler, M., 1962: Hydrogeologický prieskum náplavov Torysy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Štátna vodohospodárska bilancia SR – vodohospodárska bilancia za rok 1999. Bratislava, SHMÚ.
- Šuba, J., Nešvara, J., Orvan, J. a Potyš, Z., 1969: Slovenský kras a Turnianska kotlina. Hydrogeologický výskum kvartéru na území Slovenského krasu v povodí Slanej. Manuskript. Žilina, archív IGHP.
- Šuba, J. et al., 1973: Slovenský kras a Turňanská kotlina. Záverečná správa. Manuskript. Žilina, archív IGHP.
- Šuba, J., Bujalka, P., Cibulka, L., Frankovič, J., Hanzel, V., Kullman, E., Porubský, A., Pospíšil, P., Škvarka, L., Šubová, A., Tkáčik, L. a Zakovič, M., 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. 2. vydanie. Bratislava, Hydrofond 14, SHMÚ.
- Šuf, J., 1963: Zpráva o geologickém průzkumu v okolí Štítniku. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 27.
- Šuf, J., 1960: Nové poznámky ke geologii okolí Kobeliarova, Štítniku a Nandráže na jižním Slovensku. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 20.
- Švagrovský, J., 1950: Štrková formácia pri Varhaňovciach. In: Geol. Sbor. (Bratislava), roč. 16, s. 2 – 4.
- Tkáčik, P., 1957: Hydrogeologické zhodnotenie aluviálnych náplavov Hornádu medzi Ťahanovcami a Košicami. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tkáčik, P., 1964: Hydrogeologický prieskum Moldavskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tkáčik, P. et al., 1962: Registrácia prameňov minerálnych vôd Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Inšpektorátu kúpeľov a žriedel MZ SR.
- Tkáčik, P. et al., 1975: Podklady pre revíziu dočasných ochranných pásiem prírodných liečivých vôd SSR. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tkáčik, P., Cibulka, L. a Mičák, F., 1976: Podzemná voda kvartéru Bodvianskej roviny. In: Miner. slov. (Košice), roč. 8, č. 1.
- Tůma, W., 1964: Povodie Slanej – pozorovacia sieť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Václav, J. et al., 1980: Výsledky II. etapy litogeochemického (metalometrického) výskumu z oblasti Košickej Belej. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Václav, J. a Vozárová, A., 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 5, s. 83 – 108.
- Valušiak, I., 1971: Lokalita Stratenská hornatina – čiastk. záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., 1965: Ideový projekt Uhlie v Rimavskej kotline. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., 1969: Paleography of the thickness of its filling. In: Západ. Karpaty (Bratislava), č. 11.
- Vass, D. a Čverčko, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 82.
- Vass, D., Bodnár, J., Elečko, M., Gaál, L., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J. a Vozárová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., Kraus, I. a Elečko, M., 1989: Výplň Rožňavskej kotliny a údolia rieky Slaná pri Slávci. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 21.
- Vass, D., Elečko, M., Pristaš, J., Lexa, J., Hanzel, V., Modlitba, J. a Jánová, V., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 162 s.
- Vozárová, A., 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria. In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), roč. 18.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1979: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie – nové litologické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. In: Miner. slov. (Bratislava) roč. 11, č. 5.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 78.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1992: The tectonic relation between the Meliata zone and Turna nappe, Southern Slovakia. ALCAPA meeting, Graz, Austria. In: Abstract supplement, No. 2, Terra nova, Volume 4, 69. Oxford London.

- Vrana, K., Malík, P., Michalko, J. a Kullman, E., 1990: Vybrané problémy tvorby a ochrany podzemných vôd v puklinovom a puklinovo-krasovom prostredí. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata-serie im Mittelteil der Veporiden. In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), č. 6, s. 29 – 84.
- Zakovič, M., 1975: Základný hydrogeologický výskum paleogénu Levočských vrchov. Záverečná správa za roky 1971 – 1975. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zakovič, M., 1980a: La caractéristique de la perméabilité des sédiments Paleogène de la Slovaquie. In: Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), č. 3.
- Zakovič, M., Bodiš, D. a Lopašovský, K., 1989: Hydrogeologická mapa Rimavskej kotliny a východnej časti Cerovej vrchoviny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zakovič, M., Bodiš, D. a Lopašovský, K. et al., 1993a: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1 : 50 000 – Levočské vrchy. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zakovič, M., Bodiš, D. a Lopašovský, K., 1993: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape Šarišskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zakovič, M., Bajo, I. a Cibulka, L., 1995: Hydrogeológia Šarišskej vrchoviny. In: Podzemná voda (Bratislava), roč. 1, č. 1.
- Zelman, J., 1967: Vzťah geologickej stavby a drobných štruktúr série Veľkého Boku na sv. svahoch Nízkych Tatier. In: Acta geol. geogr. Univ. comen., Geol. (Bratislava), č. 12.
- Zorkovský, B., 1959: Správa o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov vystupujúcich vo verfene, severne od Švermova. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 10.
- Zoubek, V., 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. In: Knih. St. geol. Úst. (Praha), 13A, s. 237 – 251.
- Zoubek, V., 1955: Předběžná zpráva o výzkumu oblasti západního zakončení muranského příkrovu. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1954 (Praha).
- Zoubek, V., 1959: Hranice gemeríd s veporidami. Zjazdový sprievodca X. jubilejného geologického zjazdu v Košiciach.

Príloha 1. Hydrogeologická dokumentácia prameňov.

Číslo prameňa	Lokalita	Názov (označenie prameňa)	Pôvod (typ prameňa)	Index pôvodu	Horninové prostredie	Index horniny	Jednozové meranie		Pozorovanie						časť chem. analýzy	mesiac, rok chem. analýzy		
							výdatnosť l/s	T vody °C	obdobie pozorovania		výdatnosť l/s		T vody °C				max. l/s	max. °C
									od (rok)	do (rok)	min. l/s	max. l/s	min. °C	max. °C				
1	V. Suňavy		vrstevný	vrs	styk trasoých dolomítov s bridlicami	Tdl br		4	7						5.9.1966			
2	V. Suňavy		vrstevný	vrs	styk trasoých dolomítov s melafýrovou sérox	Tdl		2,5	6,9						5.9.1966			
3	Liptovská Tepička		barierový	bar	tek. styk série V. boku a melafýr. série			2	3,8						25.4.1973			
4	Kráľova Lehota – háj Dikula		erózivný	erz	kontakta kryštálnika a série Veľkého boku dolomít			0,15	11,2							september 1969		
5	Liptovská Tepička		puklínový	pkl	paranuly			2,5	4							5.9.1966		
6	Liptovská Tepička		barierový	bar	hlina, štrk, granitoidy	OHLQSk, g			12,5							30.11.1967		
7	Muráň	za MNV	barierový	bar	vápenec, dolomít	TlvpTdl				143	646	7,4	10,2					
8	Muráň	v obci	barierový	bar	vápenec, dolomít	TlvpTdl				54	672	5	15					
8	Muráň	Dovalka	barierový	bar	vápenec, dolomít	TlvpTdl				155								
9	Muráň Lehotia		suťový	sut	náplavový kužel	mpk				16,7	197	7	10,8					
10	Muráň	vyveráčka pri ceste č. 1	barierový	bar	vápenec	Tlvp				132	1215	6	9					
11	Muráň	vyveráčka pri ceste č. 2	barierový	bar	vápenec					232								
12	Rovné		erózivný	erz	hlina, štrk, piesčité bridlice s polohami piesk	OHLQSk Tbrp		0,04	6							november 1971		
13	Briedžovce		vrstevný	vrs	P pieskovec na styku s K bridlicam	Pekckbr		0,1	5		1,2	2,5			14.11.1968			
14	Strážovce		vrstevný	vrs	vápenec, pieskovec	TlvpTlpc		8,2										
15	Hor. Záhorany		puklínový	pkl	pyroklast. Andezit	Npka			10		2,3							
16	Liptovská Tepička		zlomový	zlm	dolomít, vápenec	Tdlvp				71,5	198	5		6	27.10.1965			
17	Liptovská Tepička	Horný a dolný Pod sítkom	barierový	bar	styk dolomítov a melafýr. séri			6,8			151,5					5.9.1966		
18	Liptovská Tepička	Macová	barierový	bar	Tdolomít – styk s luzozom						102	293	3,8	5,9		5.9.1966		
19	Liptovská Tepička	Macová	barierový	bar	Tdolomít – styk s luzozom			2,5	4,9						29.5.1968			
20	Liptovská Tepička		suťový	sut	glaciálne sedimenty	Oqgs		25	3,2						29.5.1968			
21	Liptovská Tepička		vrstevno-eróziivný	vse	glaciálne sedimenty na styku s kryštál	Oqs, g		15	3,1									
22	Zlatno	Pri Zel. trati	puklínový	pkl	vápenec	Tlvp		10,9	8									
23	Zlatno	Teplica 1	puklínový	pkl	vápenec	Tlvp		64	9,3									
24	Zlatno	Bobacka	vrstevný	vrs	vápenec, dolomít na styku s podložím T2	TlvpTdlT2		20,1	6,5									
25	Muráň		barierový	bar	vápenec													
26	Muráňská Huta		barierový	bar	vápenec													
27	Muráň		barierový	bar	vápenec													
28	Sirk		puklínový	pkl	magneziti	Kmg		1,5	10,3						10.3.1967			
29	Raiková		vrstevný	vrs	vápenec, pieskovec	TlvpTlpc			6	1966	1970	1,3			12.12.1968			
30	Lipovec		vrstevný	vrs	dolomít, vápenec	T2dlT2vp			8,1	1962	1967	0,1	4		14.11.1978			
31	Hrušovo		puklínový	pkl	vápenec, dolomít	TlvpTdl			9,5	1962	1967	1	8	15				
32	Budikovany		barierový	bar	T karbonát, jura, a karbonát N	TbklbkNkb				2,2	2,8	3,2	9,2	11	2,9	1975		
33	Liptovská Tepička		barierový	bar	styk dolomítov a melafýr. séri				6,7	1971	1972	41,1		59,5		5.9.1966		
34	Liptovská Tepička		barierový	bar	J vápenec – styk s keuperom			11,7	5,5							5.9.1966		
35	Liptovská Tepička	M. Brunov	barierový	bar	Tdolomít – styk s luzozom					1967	1972	42,8	129	515,6	2	5,8	5.9.1966	
36	Liptovská Tepička	V. Brunov	erózivný	erz	dolomít	Tdl				1967	1971	41,5		203	2,3	5,5	5.9.1966	
37	Liptovská Tepička		erózivný	erz	vápenec				16,2	5,9						5.9.1966		
38	Liptovská Tepička		puklínovo-sutin.	pks	granoliti				2,5	3,5						26.4.1973		
39	Liptovská Tepička		puklínovo-sutin.	pks	paranuly				5	3,4						26.4.1973		
40	Sumiac		erózivný	erz	vápenec				44,6	7,2								
41	Červená skla		vyveráčka	vyv	vápenec				51,7	8,5								
42	Sása		vrstevný	vrs	T vápenec, dolomít na styku s T1	TlvpTdlT1				1962	1967	0,2	15	8,2	11,7		november 1971	
43	Štítov		vrstevný	vrs	piesčité slien, ilovec, pieskovec	NslpNlpc			9	1965								
44	Kravný		vrstevný	vrs	štrková terasa	šk			22	8,8						9.8.1975		
45	Liptovská Tepička		barierový	bar	Tdolomít – styk s keuperom				19,7	3,7						29.11.1967		
46	Puste Pole		erózivný	erz	vápenec				80	5,9						16.9.1968		
47	Svermovo		erózivný	erz	hlina, štrk, kryšt. bridlice				0,2	12,6							1968	
48	Radovce		erózivný	erz	hlina, štrk, piesčité slien, ilovec, pieskovec	OHLQSkNslpNlpc		0,02	8							november 1971		
49	Vernár		erózivný	erz	vápenec, dolomít	TlvpTdl			20	6								
50	Vernár				vápenec				3	6								
51	Vernár		puklínový	pkl	dolomít	Tdl				7	5,8							
52	Stratná		vrstevný	vrs	T dolomity na styku s T1 bridlicam	TdlTlbr			6	6								
53	Ladová jaskyňa		vrstevný	vrs	T2 vápenec, kremenec na styku s T1	T2vpT2kcl1			50	5,6								
54	Besník		erózivný	erz	vápenec, pieskovec, bridlice	TlvpTpeTbr			5	6						16.9.1968		
55	Rejdová		puklínový	pkl	dabas	db			2,5	8,7								
56	Slavošov		puklínový	pkl	epikvarciti na styku s granit	eqc, g			15									
57	Slavošov		puklínový	pkl	epikvarciti na styku s granit	eqc, g			3									
58	Jelšava		barierový	bar	Magneziti na styku s N	KmgN			8,6	1962	1967	7	22					
59	Príhradzany		vrstevný	vrs	slienitý vápenec	Tlvpvs			10,8					10		14.8.1970		

Príloha 1. Hydrogeologická dokumentácia prameňov.

CHEMICKÁ ANALÝZA																				Poznámka								
Číslo prameňa	Celková mineralizácia mg/l	pH	CHSK	Na	K	Ca	Mg	Fe2	Fe celk.	Mn	NH4	Cl	SO4	NO2	NO3	PO4	HCO3	As	Cd		Pb	Al	CO2 vol.	rovné látky	H2S	Br	Nečistoty obsah	
1	508,5			2	1,8	85,1	28,6					3,4	108,6			4,3	274,5									Fe - neg., Mn - neg.		
2	397,2			1,4	1,2	55,1	29,8					2,1	24,3			4,35	278,8									Fe - neg., Mn - neg.		
3	259			1,2	0,3	57,3	4,6	0,3				3,5	16,4			4,1	167,8											
4	2 136,16			5,6	4,3	437,67	77,88	3,64		1,15	0	1,3	487,63			0	1 110,20					1 004						
5	208,3			2	1,2	47,1	1,8					1,5	9,5			2,3	142,7									Fe - neg., Mn - neg.		
6	74,5			2,4	0,8	9	4,8					2,3	13,1			2,72	39,2					1082				Fe - neg., Mn - neg.		
7	623,1			108	11,5	48,9	17,51	2,73		0,4	0	165,35	3,7			1,45	259,25											
8																												
8																											zachytený	
9																												
10																												
11																												
12	189,51			6,1	3,1	30,06	6,08	0,26		0	0	2,65	11,93			5,8	122					1 386						
13	848,17			3,2	1,7	116,23	12,77	125,43		0	2,2	2,14	2,88			10,4	643,55					217,8						
14	393			4,6	1,6	60,7	19,7					2,1	55,5			2,5	219,7									využívaný pre Striežovec		
15																												
16	240,1			0,8		51,3	6,2					5,2	13,1				169,6										2 pramene využívané pre Poprad	
17	416,8			1,4	1,2	58,1	30,4					3,4	26,7			4,55	290,9										Fe - neg., Mn - neg.	
18	258,1			1,2	0,6	39,1	15,8					2,1	23			2,9	173,2										pozorované HMU	
19	249,5			1,2	0,1	35	17,2					5,8	13,1				177,1										Fe - neg., Mn - neg.	
20	59			1,4	0,3	9,4	1,9	0,08				2,8	8,6			1,5	26,2										Fe - st., Mn - neg., NO3 - neg.	
21																												
22																												
23																											predpoklad, že ide o vodu Hrona	
24																												
25																												
26																												
27																												
28																												
29																											využitý pre obec	
30	360,1			4,6	5,7	43,6	14,5	0,02		0,17		5,7	13,2			14	30,5										NH4 - st.	
31				2,2	1,8	92,9	56,1	0,11				3,6	269,9			0,3	225,8										využitý pre obec	
32				4,2	1,8	60,7	9					5,4	14,4			2	238										Fe2 - st., NH4 - ST.	
33																												
34	262,6																										využívaný pre obec	
35	253,3																											
36	129,2																										využívaný pre obec	
37	206,7																											
38	87,8																										Fe - neg., Mn - neg.	
39	31,3																										Fe - neg., Mn - neg.	
40																											Fe - neg., Mn - neg.	
41																												
42																												
43	887,5			41,4	10,6	92,58	77,34	1,19		0	0	81,02	401,62			16	162,87						1 227				využívané 3 pram. pre Kravany	
44	369,6			8,9	1,7	59,8	15,1	0,09		0,01	0,66	17	36,6			8,85	207,5										Fe - neg., Mn - neg.	
45	216,6			0,9	0,1	35,1	11,5					1,5	18,5			0,4	148,5										Fe - neg., Mn - neg.	
46	111,2			1,1		21	4,2					2,4	11,5				70,9										Fe - neg., Mn - neg.	
47	2 060,40			68	7,5	322,64	105,18	1,85				69,41	409,03			0,44	1 075,78						1 690,21				Mn - st.	
48	600,22			76,8	6,1	31,06	33,42	4,48		0	0	23,06	126,74			1,1	295,85						987				využívaný pre obec Veriáť sumár troch prameňov	
49																												
50																												
51																												
52																												
53																												využívaný pre obec Veriáť sumár troch prameňov
54	319,5			1,3	0,2	62,1	11,5					4,9	20,5				218,6										využívané z obdobia dažďa	
55																												
56																												
57																												zachytený pre Slavošov
58																												zachytený pre Slavošov
59	581,3			3,4	1,4	88,1	34,7			0	0	1,9	25,9			5	408,8										zachytený pre obec Prihradzaný	

Príloha 1. Hydrogeologická dokumentácia prameňov.

Číslo prameňa	Lokalita	Názov (označenie prameňa)	Pôvod (typ prameňa)	Index pôvodu	Horninové prostredie	Index horniny	Jednorázové meranie			Pozorovanie						dátum chem. analýzy	mesiac, rok chem. analýzy
							dátum	výdatnosť	l/s	od (rok)	do (rok)	min l/s	max l/s	T vody min °C	T vody max °C		
60	Strelčice – kupele		bartérový	bar	T vápenec na styku so slietami oligocénom	TypTgsl			10	13,3	12,7	13,4			9. 2. 1968		
61	Barca				hlina, štrk, piesčivý sliet, ilovec, pieskovce	OhOQRKNsPnNcNpc	12								október 1971		
62	Cakov				piesčivý sliet, ilovec, pieskovce	NsPnNcNpc	9								október 1971		
63	Hrabušice – Pila				styk vap. a dól. zo spodnotrias. svršt.		4	7,6									
64	Hranovčica		údolný-sutinový	ust	tek. styk melafýr. série a série V. boku	Tdl	2	21,6	20,2						jun 1957		
65	Vernár		údolný-sutinový	ust	dolomit	Tdl	2	3,8	7,3								
66	Vernár		údolný-sutinový	ust	dolomit	Tdl	3	10,3	7,3								
67	Smržany – Veľká Biela Voda		puklinový	pkl	vápenec	Typ	3	5,8									
68	Vernár		puklinový	pkl	dolomit	Tdl	3	7,5	5,6								
69	Vernár		puklinový	pkl	vápenec	Tzvp	2,5	5,5									
70	Hrabušice – dolina Veľkej Bielej vodi		puklinový	pkl	dolomit	Tdl	3	5,5									
71	Ladová jaskyňa		puklinový	pkl	dolomit	Tdl	3	5,5									
72	Ladová jaskyňa		vrstvový	vrst	vápenec	Tzvp	5	5,7									
73	Stratná		vrstvový	vrst	vápenec	Typ	10,7	32,9	81,6	6,6	9,5						
74	Ladová jaskyňa		vrstvový	vrst	vápenec	Typ	3,5	5,5									
75	Stratná – dolina Tiesňavy		puklinový	pkl	vápenec	Typ	20	6									
76	Dobšiná		vrstvový	vrst	T vápenec na styku T1 bridlic.	TypTlbr				2,7	10,2	29,4	7	7			
77	Dobšiná		vrstvový	vrst	T vápenec na styku T1 bridlic.	TypTlbr				4	14,7	51,3	7	7			
78	Dobšiná		vrstvový	vrst	T vápenec na styku T1 bridlic.	TypTlbr				1955	1970	3,2	6,6	26	6,5	7,5	
79	Dobšiná		erózivný	erz	dolomit, vápenec	dl, vp	27										
80	Dobšiná		vrstvový	vrst	vápenec	vp	8,6			0,3	28,8				15. 4. 1975		
81	Ochtiná		puklinový	pkl	vápenec	uz	2,1	7,2									
82	Ochtiná		vrstvový	vrst	K kryšt. vápenec na styku s bridlicam	Kp, br	2,1	7,2									
83	Ochinská aragomit. jaskyňa		puklinový	pkl	pieskovce, vápenec	PpPvp	5	7,9							10. 3. 1975		
84	Gem. Teplice		vrstvový	vrst	dolomit	Tdl			0,6	21,8	3,6	10	14	14. 4. 1970			
85	Gem. Teplice		sutinový-srstvový	stv	sašina, dolomit	QsT2dl			1	5,3	29,4	8	12	14. 4. 1970			
86	Hucin		vrstvový	vrst	T vápenec na styku s T1	TypT1			0	3,3	29,4	4	14,7	13. 4. 1970			
87	Meljata		bartérový	bar	T2 vápenec na styku s N	TzvpN	2	13,7						20. 9. 1968			
88	Sašárikovo		artézsky	arz	vápenec, N sedimenty	TypNsrd	29	16,7						16. 10. 1968			
89	Veľčince		vrstvový	vrst	štrukturok na styku s N ilmi	se, Nll			0,8			3,2	6,4	13,8	18. 2. 1969		
90	Kišovce		artézsky	art	trnasoé karbonáty, flyš	Tkb	15	16,2						9. 8. 1975			
91	Hrabušice – Veľká Biela Voda		údolný	udl	vápenec	Typ	6,3	5,6									
92	Hrabušice – Pila		údolný-sutinový	ust	preskup potoka cez aluv. napl.	Qal	5	8,5									
93	Sp. Nová Ves		puklinový	pkl	vápenec	Tzvp	2,5	6,2									
94	Hrabušice – dolina Veľkého Sokola		puklinový	pkl	vápenec	Typ	2,5	6,2									
95	Hrabušice – dolina Malého Sokola		puklinový	pkl	vápenec	Typ	1,5	5,7									
96	Hrabušice – dolina Malého Sokola		údolný	udl	vápenec	Typ	6,5										
97	Stratná		puklinový	pkl	dolomit	Tdl	3,5	6,5									
98	Dedinky – priehrada		puklinový	pkl	T karbonáty na styku so svrstvím permu	Tkbp	23	7									
99	Dobšiná		vrstvový	vrst	K (karbom) na styku s fylit diabas. s	K, fy, db	1	5,5							5. 8. 1969		
100	Dobšiná		vrstvový	vrst	fy/lit, diabas. série	fy, db	1	11,05							5. 8. 1969		
101	Vašná Slaná		vrstvový	vrst	T vápenec na styku s bridlicam	Typ, br	3								10. 8. 1975		
102	Kobeliarovo		vrstvový	vrst	T vápenec, K vápenec	TypKvp			2,6	6,1	19,9	8,5	10				
103	Markuška		vrstvový	vrst	T vápenec, K vápenec	TypKvp			5,8	7,7	15	8,2	10,5				
104	Súmík		vrstvový	vrst	K vápenec na styku s fylit	Kyp, fy	2,8	9,8							10. 8. 1975		
105	Kunova Teplica		vrstvový	vrst	vápenec	Typ	7,8			0,3	10				30. 4. 1969		
106	Gem. Sad		vrstvový	vrst	T karbonáty na styku s T1	Tkbt1	8,2	14,3	67,7	14,2	14,2	5	14	14. 4. 1970			
107	Pasková		erózivný	erz	T vápenec na styku s T1	TypT1			0,3	1,8	4,9						
108	Gem. Sad		vrstvový	vrst	T vápenec, dolomit	TypTd	2	14							11. 10. 1967		
109	Gem. Hôrka		erózivný	erz	T vápenec na styku s T1	TypT1			0,3	24,7	36,8	5,6	11	15. 10. 1970			
110	Bretka		erózivný	erz	dolomit, vápenec	Tdl, vp			3,3	6,6	7,7	9	14	23. 9. 1969			
111	Sašárikovo		bartérový	bar	vápenec na styku s N ilni	Typ, Nll			1,5	2,6	18,5	19,4					
112	Hôrka				hlina, štrk, sliet piesčivý, ilovec, pieskovce	OhOQRKNsPnNcNpc	16,9	17							november 1971		
113	Makalovec				hlina, štrk, pieskovce, ilovec	OhOQRKNsPpPc	0,06	9							jun 1961		
114	Sp. Nová Ves		puklinový	pkl	pieskovce, ilovec	PpCte	0,1	9							jun 1961		
115	Sp. Nová Ves		puklinový	pkl	vápenec	Typ	2,5	6,8									
116	Sp. Nová Ves		vrstvový	vrst	vápenec	Typ	4	5,6									
117	Sp. Nová Ves – dolina Bieleho p.		sutinový	stv	T karbonáty – styk s bridlicami	Typ	30	5,5									
118	Mlynsky – Biela Voda		puklinový	pkl	dolomit	Tdl	5	6									
119	Mlynsky		puklinový	pkl	vápenec	fy, db	7	6							3. 7. 1969		

Príloha 1. Hydrogeologická dokumentácia prameňov.

Číslo prameňa	Lokalita	Názov (označenie prameňa)	Pôvod (typ prameňa)	Index pôvodu	Horninové prostredie	Index horniny	Jednorázové meranie		Pozorovanie						T vody	max. °C	min. °C	datum chem. analýzy	mesiac, rok chem. analýzy	
							výdatnosť l/s	°C	od (rok)	do (rok)	min. l/s	max. l/s	min. l/s	max. l/s						
120	Honec		sutínovo-vrstvový	sv	bridlica, pieskovce, vápence	Tlbrf lpc Tlvp	3	10												
121	Honec		sutínovo-vrstvový	sv	bridlica, pieskovce, vápence	Tlbrf lpc Tlvp				2,6	45,2	11,11	9,7	9,7	24. 9. 1969					
122	Kunova Teplica	Zúgo - jaskyňa	vrstvý	vrš	T karbonáty na styku s T1	Tkbf Tl				4,3	16,5	108,8	9,1	9,8	8. 3. 1967					
123	Kunova Teplica	Zúgo	vrstvý	vrš	vápence, dolomit	Tvp Tdl				0,01	11	697								
124	Kunova Teplica	Za továrňou	erózivny	erz	vápence	Tvp	8,5			2	22	60								
125	Veľká studňa		erózivny	erz	vápence	Tvp				0	4,2	199	4	14	13. 4. 1970					
126	Plešivec - Studená d.		erózivny	erz	vápence	Tvp				0	8	157	9,5	12,3	13. 4. 1970					
127	Plešivec	Pod vápenkou	erózivny	erz	vápence	Tvp				0,6	3,5	53,5	10	12,5	9. 3. 1967					
128	Plešivec	Pod Lysuhou	erózivny	erz	vápence	Tvp	11,8			1	4,5	52								
129	Gem. Hôrka	Pri hradskej	erózivny	erz	vápence	Tvp				19,36	19,72	0,07	2,9	39,8	4	12	23. 9. 1969			
130	Ardovo	Päťročnica	vrstvý	vrš	vápence, dolomit na styku s T1	Tvp Tdl Tl				10,2					27. 7. 1970					
131	Bohúňovo		erózivny	erz	vápence, dolomit	Tvp Tdl				43	94,7	365	8,5	14,5	8. 11. 1966					
132	Sp. Nová Ves - Čingov	Buzgó	puklinovo-sutin.	pkš	vápence	Tvp	2,5	7												
133	Sp. Nová Ves		vrstvý	vrš	T karbonáty - styk s verf. T2		8	7												
134	Sp. Nová Ves		vrstvý	vrš	T karbonáty - styk s verf. T2		2,5	4,9												
135	Sp. Nová Ves		vrstvý	vrš	T karbonáty - styk s bridlicami		2	5,5												
136	Sp. Nová Ves		údolný-sutinový	ust	dolomit	T2dl														
137	Novoveská Huta		údolný	udl	T karbonáty na styku s T1 bridlicam	Tkarf lbr	12	5,2												
138	S. Nová Ves		údolný	udl	vápence, dolomit	Tvp Tdl				2,3	5,5									
139	Sp. Nová Ves - Čertova dolina		vrstvý	vrš	T1 bridlica na styku s T2 dol.	Tlbrf T2dl				2,5	5,5									
140	Sp. Nová Ves - Čertova dolina		puklinový	pkš	T dolomit na styku s verf.	Tvp	3	7,1												
141	Sp. Nová Ves - Čertova dolina		puklinový	pkš	T dolomit na styku s T1 bridlicam	Tdl Tlbr				10		50								
142	Hmieč		puklinový	pkš	granit	g				1	5,5				27. 5. 1969					
143	Gemerská Poloma		artézsky	arz	porfýroid	pf				1,5	8				17. 6. 1969					
144	Rokovnica		vrstvý	vrš	T vápence na styku s T1	Tvp Tl	2	12,5							11. 10. 1967					
145	Slavec	Gyepu	erózivny	erz	vápence	Tvp	4,5	8												
146	Slavec		erózivny	erz	vápence	Tvp				0,7	79,6	855	4	15	30. 10. 1968					
147	Slavec	Pod veľkou skalou	erózivny	erz	vápence	Tvp				0	30	536			29. 7. 1970					
148	Slavec	Pri ežňach	erózivny	erz	vápence	Tvp				0	5	63			14. 4. 1970					
149	Slavec	Pisiztrang	erózivny	erz	vápence	Tvp	9	1958	1965	8	26	285			24. 10. 1969					
150	Slavec	Pri cintorine	erózivny	erz	vápence	Tvp	9	1967		0,01	5,5	58,8			29. 7. 1970					
151	Slavec	Biela vyvieracka	erózivny	erz	vápence	Tvp				0	18,7	310	6,2	11	21. 4. 1969					
152	Vidová		erózivny	erz	vápence	Tvp				4,7	19,1	162			8. 11. 1966					
153	Slavec	Cierna vyvieracka	erózivny	erz	vápence	Tvp				5,2	75	697	7	11	23. 9. 1969					
154	Kečovo	Veľká a Malá vyvieracka	erózivny	erz	dolomit, vápence	Tdl Tvp				2,9	58,7	1180	1	25						
155	Sp. Nová Ves				vápence, bridlica, pieskovce	T2vp Tlbrf lpc	2,2	3,9												
156	Sp. Nová Ves				T2 dolomit, T2 vápence - styk vrtným T1	T2vp Tlbrf lpc	2,5	4												
157	Nyerges SM	Ardočka	sutínovo-vrstvový	sv	bridlica, vápence	Tlbrf Tvp	2	8,2												
158	Silica		vrstvý	vrš	vápence na styku s T1	Tvp Tl				1956	1964	0,9	54							
159	Sil. Brezová	Kráf. studňa	vrstvý	vrš	vápence na styku s T1	Tvp Tl				1967	1971	0	23,3	265	0	24,7				
160	Sil. Brezová		puklinový	pkš	vápence	Tvp	2	8												
161	Henclóva		puklinový	pkš	kvartity	qc	1	9,5												
162	Krásnohorská Dlhá Lúka	Pod kapličkou	vrstvý	vrš	T karbonáty na styku s T1	Tkbf Tl	9,2			1957	1965	0,1	6,5					3. 10. 1969		
163	Krásnohorská Dlhá Lúka	Buzgó	vrstvý	vrš	T karbonáty na styku s T1	Tkbf Tl				1956		6,4	49,3	450	6	11	13. 9. 1968			
164	Krásnohorská Dlhá Lúka	Pod kameňolonom	vrstvý	vrš	T karbonáty na styku s T1	Tkbf Tl				1967	1972	0,9	5,9	56,5	7,7	10	11. 9. 1968			
165	Sliacká Jablonica		vrstvý	vrš	T vápence, dolomit na styku s T1	Tvp Tdl	2,5	8,2												
166	Sliacká Jablonica	Mlynský	vrstvý	vrš	T vápence na styku s T1	Tvp Tl				1967	1972	0,5	4,5	138	0	16				
167	Sliacká Jablonica - Sokolovia d.		vrstvý	vrš	T vápence na styku s T1	Tvp Tl				1967	1971	0,47	52,8	491	2,5	12,5				
168	Levoča		puklinový	pkš	pieskovce	Pgpc	2	9,3											6. 8. 1975	
169	Sp. Hrušov		puklinový	pkš	pieskovce, ilovce	PpPpe				13										
170	Hrušov	Evetiš	vrstvý	vrš	T vápence na styku s T1	Tvp Tl				1963	1972	4,8	41,6	673	9,5	13				
171	Hrušov		vrstvý	vrš	T vápence na styku s T1	Tvp Tl	2	1,5												
172	Sliacká Jablonica		erózivny	erz	vápence	Tvp				1966	1972	0,1	34	1,5						
173	Sliacká Jablonica	Stuďňa pri hradnom buku	erózivny	erz	vápence	Tvp				1966	1972	0,15	2,5	44	3	14				
174	Sliacká Jablonica	Za linánk. bud	erózivny	erz	vápence	Tvp				1968	1972	1	7	134	5,5	11				
175	Sivá Brada		vrstvý	vrš	T vápence na styku s T1	Tvp Tl														
176	Istiny	Sv. kríž	vrstvý	vrš	pieskovce, ilovce	PpPpe													12.3	
177	Chrast' nad Hornádcom		vrstvý	vrš	pieskovce, Pg styk s bridlicami	Pgpc, br	3	8,7											18. 6. 1975	
178	Matejovce	Pod Bičce	puklinový	pkš	žlepane, pieskovce	PzZlPgpc	2	9,6											28. 10. 1965	
			barierový	bar	T vápence na styku s Pg, pieskovcami	Tvp lpgc				1958	1965	1,46			51,9					

Príloha 1. Hydrogeologická dokumentácia prameňov.

Číslo prameňa	Lokalita	Názov (označenie prameňa)	Pôvod (typ prameňa)	Index pôvodu	Horninové prostredie	Index horniny	Jednorozové meranie		Pozorovanie						dátum chem. analýz	mesiac, rok chem. analýz		
							dátum	výdatnosť l/s	od (rok)	do (rok)	min l/s	max l/s	min °C	max °C				
179	Matejovec		barierový	bar	T vápence na styku s Pg pieskovecami	TypPgpC		3,7	8,5									
180	Rudňany	Olša			T vápence na styku s Pg, zlepenkami	TypPgzL					1956	1957	3,4		16,2			
181	Uhoriná	Tri studne	sutinovo-puklin.	spk	porfýroid	pf			4		1955	1967	0,5		30,6		19. 4. 1975	
182	Uhoriná	Pod javorom	sutinovo-puklin.	spk	porfýroid	pf			7,1		1955	1967	0,3		11,8		19. 4. 1975	
183	Drnava	Pri kríži	sutinovo-vrstvový	svs	kvartit, pieskovec, fylit	qc, pc, fy		3	10								17. 9. 1968	
184	Kováčová		vrstvový	vr	T vápence na styku s fylit	Typ, fy					1966		2,2	7,2	33,1	7	12,5	
185	Drnava	Bleskový prameň	erózivný	erz	vápence	Typ					1967		0	3,5	49,6	6	11	
186	Kováčová		vrstvový	vr	T vápence na styku s Tl	TypTl												9. 3. 1967
187	Jablňonov nad Turnou	Czorzóg	sut	sut	pieskovec, vápence, bridlica	TypLTypLlbr					1968	1972	0		4,7	7	22,8	
188	Jablňonov nad Turnou	Tapolea	vrstvový	vr	T2 vápence na styku s Tl bridlic	T2vpTlbr					1967	1972	0	42,6	104,2	0	18	
189	Jablňonov nad Turnou	Kössörö	barierový	bar	T vápence na styku s N	TypN					1963	1972	5,5	14,2	34	9,8	13	
192	Vitkovec – pravosl. dol. Zlatého potoka		sutinový	sut	vápence	Typ												
193	Oknava		sutinový	sut	vápence	Typ												
194	Oknava		sutinový	sut	vápence	Typ												
195	Poráč		puklinový	pkl	vápence	3		7,6										
196	Poráč		puklinový	pkl	vápence	20		8,5										
197	Kováčová		vrstvovo-vrstvový	sv	T vápence na styku s podložím kameňitá sutina, vápence	QstTyp												
198	Lučka		vrstvový	vr	T vápence, dolomit na styku s Tl	TypTl												
199	Lučka	Tri studne	vrstvový	vr	T vápence, dolomit na styku s Tl	TypTlTlTl					1962	1967	0,8	4	12,5	8	10	
200	Lučka		vrstvový	vr	T vápence, dolomit na styku s Tl	TypTlTlTl					1962	1967	1,2	2,3	13,2	8	10	
201	Lučka		vrstvový	vr	T vápence na styku s Tl	TypTl												19. 9. 1968
202	Hriňov	Veľká hlava – občasný	vrstvový	vr	T karbonáty na styku s Tl	TkbTl					1966		0	27,4	740	6	15	
203	Hriňov	Veľká hlava	vrstvový	vr	T karbonáty na styku s Tl	TkbTl					1966		2,3	39	102	8	16	
204	Jablňonov nad Turnou	Za mostom	sutinový	sut	sutina hlinito-kameňit	Oshk					1971	1972	0	10,5	172	0	16,5	
205	Hriňov		vrstvový	vr	T2 vápence na styku s Tl	T2vpTl					1971	1972	0,05		3,3	3,9	15	
206	Spíšké Vluchy		vrstvový	vr	styk T2 vep. s neprep. Tl	Typ					1955	1963	4		42,8	6	9,5	
207	Spíšké Vluchy		údolný	udl	vápence	Typ					1959	1962	1,1		7,5	6	10	
208	Spíšké Vluchy	Pram. sv. Ján	puklinový	pkl	vápence, možnosť styku s Tl	Typ					1959	1962	1,1		7,5	6	9,5	
209	Slovínky		vrstvový	vr	T vápence na styku s podložím	Typ												
210	Slovínky		vrstvový	vr	T vápence na styku s podložím	Typ												
211	Slovínky – Poráč	údolný	puklinový	pkl	vápence	Typ					1960	1964	1		42	7,5	9,5	
212	Slovínky – Poráč	Horný	barierový	bar	T vápence na styku s podložím	Typ					1960	1964	1,5		42,9	8	9	
213	Slovínky		puklinový	pkl	vápence	Typ												
214	Pončúška dol.		barierový	bar	T vápence na styku s podložím	Typ												
215	Bořka	Tri studne	vrstvový	vr	T karbonáty na styku s Tl	TkbTl					1967		3,2	4	5,7	11	14,5	
216	Zdieľská dolina	Vyvieračka	erózivný	erz	T vápence, dolomit	TypTl					1966	1972	9	45,3	280	7,2	9,5	
217	Bořka		vrstvový	vr	T vápence, dolomit na styku s Tl	TypTlTl											19. 9. 1968	
218	Zad. Dvorníky		sutinový	sut	bridlica, vápence slienit	TlbrTlvp												
219	Včeláre	Teplá voda	barierový	bar	T dolomit na styku s N	Tlbn					1962	1967	14	19	44	14,5	16	
220	Dubrava	Zriedlo	puklinový	pkl	travertín, pieskovec, ílovec	QtrPpcPic					1957		7,1	7,9	8,2	8,5	11,5	
221	Dubrava		puklinový	pkl	pieskovec, kremelec, dolomit	PpcTkcTldl												18. 6. 1975
222	Slatvína		puklinový	pkl	kontakt mezozoíka a Pg	pr												1960
223	Vojkovec		puklinový	pkl	paranily	pr												17. 6. 1975
224	Vojkovec		puklinový	pkl	kontakt mezozoíka a Pg													1960
225	Kolínovce	Sugó 4	puklinový	pkl	zlepenec	Pzl												17. 6. 1975
226	Medzev		sutinovo-vrstvový	sv	K vápence na styku s fylit	Kvp, fy					1959		0	2,6	22,3	6,5	12,4	
227	Ľumianske Podhradie	Čertov most	erózivný	erz	vápence	Typ					1966	1972	0	15,6	999	7,9	9	
228	Háj		erózivný	erz	vápence	Typ												15. 4. 1970
229	Háj	pr. Nádrž	erózivný	erz	karbonáty	Tkb					1956	1962	3,5		12,5		23. 7. 1973	
230	Zad. Dvorníky		vrstvovo-vrstvový	sv	bridlica, pieskovec	TlbrTlpc												12. 10. 1967
231	Ľumianske Podhradie	Zigárt	vrstvovo-vrstvový	sv	vápence, pieskovec	TypLpc								0	10,1	40	1,5	12
232	Vítáz		vrstvovo-vrstvový	sv	hlin. pieskovec, ílovec	QhLpPpc												september 1959
233	Hrišovec				kontakt mezozoíka a Pg													jun 1961
234	Krompachy				pieskovec, bridlica													január 1961
235	Medzev	Záhura	údolný	udl	zlepenec, diaabas, vápence	PzLdkKv					1971		0,4	5,2	16	3,5	13,3	
236	Medzev	Sugó 2	sutinovo-vrstvový	sv	K vápence, pieskovec, bridlice	KvpKpKbr					1959		1,2	11,9	46,8	7,2	12,2	
237	Medzev		sutinovo-vrstvový	sv	K vápence, pieskovec, bridlice	KvpKpKbr					1959		0,4	5,5	38	5,5	14,2	
238	Medzev	Sugó la	vrstvový	vr	K vápence na styku s fylit	Kvp, fy					1970		3	7,4	12,3	10	14,4	
239	Medzev	Sugó lb	vrstvový	vr	K vápence na styku s fylit	Kvp, fy					1970		1,4	1,9	5,1	7,8	14,4	
238	Medzev	Sugóv – Rybník	vrstvový	vr	K vápence na styku s fylit	Kvp, fy					1970		1,9	3,2	6,6	7,6	12,3	
239	Háj	Skalný	barierový	bar	T vápence na styku s N	TypN					1966	1972	1,8	24,5	310	8,5	11	

Príloha 2. Hydrogeologická dokumentácia vrtov.

Udáje o čerpanej skúske											CHEMICKÁ ANALÝZA											Pozitívka:								
Ustúpená hĺbdka pred čerpaním (m)	Trvanie čerpania (dh)	Q (l/s)	výdatnosť (l/s)	zníženie (m)	s (m/s)	K (m/s)	T'vodry (°C)	dhm (°C)	chem. analýza	celková mineralizácia (mg/l)	pH	CHSK	Na	K	Ca	Mg	Fe 2	Fe celk.	Mn	NH4	Cl	SO4	NO2	NO3	PO4	HCO3	Necelkový obsah			
0,72	8	0,21	0,8	2	0	2,5	4	19,73	187,6	11,2	0,3	20,4	2,1	0	0	0	0	0	0	0	0	3,9	14,8	0,27	75,6			preliv		
4,05	2	2,5	2,92	7,9	26	11,1964	438	7,9	26	4	2,2	77,35	17,99	0,07	0,11	0,07	1,9	20,16	9							299				
0,27	12	0,408	4	2,28E-04	9,8	4,1	1964	9,8	4,1	218,84	39,88	1,1	2,5	1,15	2,7	420,55	3	335,6	3											
0,72	12	0,5	1	9,11E-05	7	24,4	1958	7	24,4	145,29	41,6	0,45	0,22	0,4	14,1	231,67	5	427,1	5											
3,46	8	1,02	0,8	1,47E-03	8,9	30,1	1966	8,9	30,1	167,94	53,75	0,9	4,5	48,75	213,15	198,43	421	219,6												
1,22	28	2,19	2,59	9,8	27,1	1965	4	15	17,10	64	17	4,2	3	17,7	30,8	219,6	213,6	219,6												
4,7	21	0,19	2,4	4,7	15	17,10	1968	15	17,10	85,91	19,96	0,015	0	0,075	32,3	85,1	77,8	213,6												
1,5	34	5,1	9,4	9,7	17,7	1967	394,6	9,7	17,7	64,1	21,9	0	1,9	1,6	64,1	21,9	341,7	263,3												
1,48	8	5,51	1,5	9,33E-04	9,7	11,6	1968	9,7	11,6	5,4	2,6	1968	18,24	0,02	0	0	10,6	39,91	22											
1,19	11	1,23	2	6,2	16,4	1966	384,79	6,2	16,4	4,8	1,6	74,15	9,48	0,02	0	3,75	24,69	14	2,38											
0,4	10	0,52	3,5	5,48E-05	8,7	29,6	1963	8,7	29,6	53,31	12,65	0,88	4,27	0,3	6,9	43,19	1	189,1	1											
1,72	9	0,45	3	6,71E-05	11	29,11	1963	11	29,11	173,55	31,37	1,04	5,6	1,8	30,5	5,76	3	684,4	3											
2,3	7	0,11	6,3	7	0,11	6,3	7	0,11	6,3	9,8	25,78	0,12	0,15	0,22	4,9	36,21		425,4												
1,49	9	2,5	2,5	3,73E-04	8,1	10,5	1962	8,1	10,5	99,4	27,48	0,13	0,77	1	27,4	62,54	1	378,3	1											
0,98	12	1,52	2,5	1	13	0,86	4	7,41E-05	8,8	79,66	17,99		2,94	1,6	1,9	73,66	3	256,3	3											
1	13	0,86	4	7,41E-05	8,8	10,6	1963	8,8	10,6	79,66	17,99		2,94	1,6	1,9	73,66	3	256,3	3											
32	9	25,1	2	9,70E-05	7,8	26,4	1966	7,8	26,4	38,98	4,62	0,06	12,2	2,3	38,98	4,62	0,06	22												
0,27	8	0,53	2	5,78E-05	7,5	11,5	1963	7,5	11,5	47,7	10,7	8,3	2,87	1,5	12,9	6,58		195,2												
1,13	9	0,272	2	4,93E-04	12,2	3,10	1963	12,2	3,10	56,1	12,89	0,65	0,19	0,23	24,1	54,31		189,1												
2,21	12	1,5	1,41	4,34E-04	10,7	27,8	1963	10,7	27,8	72,95	15,32	0,39	0,59	0,8	17,9	64,31		317,3												
1,74	0	1,66	2	4,34E-04	7,6	5,5	1966	7,6	5,5	114,42	13,86	0,02	4,5	3,2	114,42	13,86	0,02	4,5												
0,82	17	3,28	1,5	4,08E-04	7,6	5,5	1966	7,6	5,5	34	14,5		7	2,6	73,35	25,54		292,9												
0,5	21	1,5	2,5	7,2	24,4	1968	543	7,2	24,4	105,81	17,51		3,2	1,9	105,81	17,51		134,2												
0,4	7	4,57	2	3,77E-04	6,8	1,5	1963	6,8	1,5	7,2	1,2	85,37	6,81	0,02	0	0	10,69	5	372,2											
0,6	17	1	2,8	11,6	24,11	1970	432,6	11,6	24,11	73,35	15,81	0,1	13,5	3	134,4	42,5	0,1	146,4												
0,45	10	0,52	2	3,77E-04	7,2	20,6	1968	7,2	20,6	7,7	2,6	73,35	25,54		0	0	11,1	38,26	17											
0,63	13	3,44	6,82	8,8	19,12	1962	480,81	8,8	19,12	24	4,8		9	19,12	1962	480,81		292,9												
5,46	3	0,025	0,4	8	19,12	1962	480,81	8	19,12	24	4,8		9	19,12	1962	480,81		292,9												
0	15	0,53	0,3	0	8	19,12	1962	0	8	19,12	1962		9	19,12	1962															
3,4	21	0,7	6,4	8,5	18,5	1966	204,65	8,5	18,5	10	6		9	8,5	25,25	7,54	0,01	22,6												
0,6	8	1,56	2	1,5	2,5	2,60E-04	576,47	2,5	2,5	3,9	2,4	108,22	18,48	0,21	0	0,7	3,75	30,86	48											
1,19	9	2,01	1,5	2,60E-04	16,2	16,6	1966	16,2	16,6	77,76	8,27	0,07	5,1	2,3	77,76	8,27	0,07	5,1												
0,82	10	0,195	2	5,30E-05	6,5	15,4	1968	6,5	15,4	106,21	11,92	0,03	7	2,4	106,21	11,92	0,03	7												
0,47	9	2,05	2	15,4	15,4	1968	508,7	6,5	15,4	71,7	22,1	3	7	2,4	71,7	22,1	3	280,7												
0,2	10	1,2	3	2,39E-04	15,1	19,63	261,3	15,1	19,63	42	9,97	0,65	11	3,7	42	9,97	0,65	11												
1,72	11	2,53	3	4,58E-04	9,3	19,6	1963	9,3	19,6	86,1	16,7	0,15	8,61	0,83	7,4	32,9	2	164,7												
0,8	10	0,6	2	1,60E-04	11	19,4	1963	11	19,4	115,43	21,89	0,14	0,3	0,8	17,8	105,34	5	323,4												
1,54	10	20,5	0,2	1,60E-04	12	5,11	1963	12	5,11	92,9	2,4		11	5,11	1963															
2,2	4	3,33	0,8	1,60E-04	12	5,11	1963	4	3,33	80	16,5	13,06	0,04	1,1	60,1	33,6	1	123,3												
1,32	4	3,3	1,48	1,60E-04	12	2,2	1963	12	2,2	57,2	14,6	1,2	0,3	0,3	68,3	114,5	1	201,1												
1,56	1,1	4	2,3	1,5	15	2,2	1963	15	2,2	4,1	3,1	15,63	4,86	0	10,7	4,4	10,5	36,6												
0,94	6	1,02	1,5	2,12	5	21,2	1968	5	21,2	12,5	16,12	1968	178,8	6	1,4	30,86	4,86	61												
1,56	7	0,86	1,5	2,12	9,2	28,5	1966	9,2	28,5	3,3	3,6	76,36	23,83	0,17				280,7												
0,77	10	3,22	2	8,50E-04	13	11,3	1964	13	11,3	21,4	17,2		9	40,32				48,8												
0,8	21	1,695	1,52	8,50E-04	14	15,10	1963	14	15,10	147	30	0	0,1	0,1	191,5	85,6	2,3	451,4												
0,55	4	1,6	0,95	8,50E-04	11	15,2	1964	11	15,2	163	6	0,4	1,9	0,2	92	19,2	10	469,7												
0,85	4	5,9	1,9	8,50E-04	6,7	18,4	1966	6,7	18,4	12,4	2,6	80,16	21,4	0,04				274,6												
0,85	4	5,9	1,9	8,50E-04	11	5,2	1963	11	5,2	195,3	15,4		0,6	0,3	38,9	76,8	1,5	152,5												
0,25	16	2,04	2	8,78E-04	12,5	11,10	1957	12,5	11,10	132,2	28,3	0,07	31,4	7,9	164,73	24,81	0,02	445,4												
1,2	4	6,25	0,94	8,50E-04	10,5	29,7	1968	10,5	29,7	8,6	2,2	78,56	21,4	0,05				299												
0,88	16	4,75	1,8	8,52E-04	10,5	29,7	1968	10,5	29,7	8,6	2,2	78,56	21,4	0,05				299												
3,28	16	5,26	2	7,23E-04	10,5	29,7	1968	10,5	29,7	8,6	2,2	78,56	21,4	0,05				299												
3,56	10	9,28	1,5	1,60E-03	10,1	11,8	1966	10,1	11,8	8,8	3,4	84,17	21,6					286,8												
6,63	16	10,7	2,5	1,60E-03	10,1	11,8	1966	10,1	11,8	8,8	3,4	84,17	21,6					286,8												
1,47	5	0,006	0,15	2,90E-04	8	24,6	1968	8	24,6	22,8	5,7	105,81	22,37					323,4												
3,8	20	3,3	1,12	2,90E-04	7,9	5,6	1968	7,9	5,6	7,9	5,6	40,48	23,1	0,02				122												
0,92	7	1,02	1,3	2,90E-04	4,5	8,2	1968	4,5	8,2	3,8	2,2	10,2	9,48	0,97				67,1												
0,84	5	0,56	1	2,90E-04	6,5	1,2	1968	6,5	1,2	1,58	3,8	3,6	2																	

Príloha 2. Hydrogeologická dokumentácia vrtov.

Číslo vrtu	Označenie vrtu	Lokalita	Zdroj informácií (Geoportál)	Rok posudku	Kóta terénu	Hĺbka vrtu	Hĺbka	Litológický vr.	Litológický index	Hĺbka	Litológický vr.	Litológický index	Hĺbka	Litológický typ	Litológický index	Litológický typ	Litológický index	Od	Do	Otvorený úsek
65	909			15983	1964	42	24	štrkopiesok, piesok	OsQOpk	42	štrk. piesok	NskSpnk	42	štrk. piesok	NskSpnk			1	42	
66	HV-1	Spíšské Svrtok	21727	1970	545,7	36	6	šh.	Os	36	štrk. piesok	Os	36	štrk. piesok	PgcrPgpc			4	12	
67	HV-1	Spíšské Svrtok	21727	1970	545,7	36	6	šh.	Os	36	štrk. piesok	Os	36	štrk. piesok	PgcrPgpc			4	12	
68	HV-1	Mecodolov	15109	1969	541,2	25	3	hlina	Ohl	25	štrk. piesok	Pgbr	25	štrk. piesok	Pgbr			4	16	
69	S-1	Spíšské Tombovice	15406	1965	540	19,4	1,2	zemina	Ozm	19,4	štrk. piesok	Pgbr	19,4	štrk. piesok	Pgbr			6	11,5	16,5
69	S-1	Spíšské Tombovice	15406	1965	540	19,4	1,2	zemina	Ozm	19,4	štrk. piesok	Pgbr	19,4	štrk. piesok	Pgbr			6	11,5	16,5
69	S-1	Košícká Nová Ves	10855	1963	275,5	69	8,2	štrk. piesok	OhlOsQe	69	štrk. piesok	Pgbr	69	štrk. piesok	Pgbr			36,9	43,2	46,9
70	S-1	Smážany	AP 4438	1968	563,4	6	6	šh.	Os	6	štrk. piesok	Os	6	štrk. piesok	PgcrPgpc			11,8	44,9	
70	S-1	Smážany	AP 4438	1968	563,4	6	6	šh.	Os	6	štrk. piesok	Os	6	štrk. piesok	PgcrPgpc			11,8	44,9	
71	SH-10	Gemerská Polana	21983	1969	327,96	5	1,7	hlina	Ohl	3,4	štrk. piesok	Os	3,4	štrk. piesok	PgcrPgpc			1,7	3,4	
71	SH-10	Gemerská Polana	21983	1969	327,96	5	1,7	hlina	Ohl	3,4	štrk. piesok	Os	3,4	štrk. piesok	PgcrPgpc			1,7	3,4	
72	SH-10	Hlučovec	6779	1958	614,2	50	5,6	hlina	Ohl	50	štrk. piesok, bridlica	PgcrPgbr	50	štrk. piesok, bridlica	PgcrPgbr			0	50	
73	S-1 / 1129	Spíšská Nová Ves	HML 4101	1969	467,7	4,2	4,2	štrk. piesok, hlina	OhlQh	4,2	štrk. piesok, hlina	Os	4,2	štrk. piesok, hlina	Os			2	3,5	
74	HH-11	Smážany	13672	1964	474,03	5	1	hlina	Ohl	4	štrk. piesok	Os	4	štrk. piesok	PgcrPgpc			2,8	3,8	
75	S-1107	Spíšská Nová Ves	21365	1969	438,131	3,9	0,3	hlina	Ohl	2,9	štrk. piesok	Os	2,9	štrk. piesok	PgcrPgpc			2,2	2,9	
76	HV-2	Spíšská Nová Ves	21906	1971	477	3	4	hlina	Ohl	21	štrk. piesok	PgcrPgpc	21	štrk. piesok	PgcrPgpc			7	20	
77	903	Betlín	15983	1964		6	3	štrk. piesok	Os	5	štrk. piesok	Os	5	štrk. piesok	Pgbr			3	5	
78	RH-2	Nadbaňa	3240	1958	296,86	13,5	1,3	štrk. piesok, hlina, štrk.	OsQhOhl	13,5	štrk. piesok	Pgbr	13,5	štrk. piesok	Pgbr			1,3	2,8	
79	RH-2	Nadbaňa	3240	1958	296,3	6	4	štrk. piesok	Os	6	štrk. piesok	Os	6	štrk. piesok	Pgbr			4,8	8,2	
80	R-1	Rozháva	13075	1964	290,2	35	35	štrk. piesok	OhlOsQs	35	štrk. piesok	Pgbr	35	štrk. piesok	Pgbr			13	33	
81	904	Rozháva	15983	1964		17	7	štrk. piesok	Os	17	štrk. piesok	Os	17	štrk. piesok	Os			2	3,5	
82	906	Brezin	15983	1964		56	2,7	štrk. piesok	Os	56	štrk. piesok	Os	56	štrk. piesok	Os			1,5	50	
83	L-1	Levoca	19942	1968	489,3	11	9,5	štrk.	OhlOsQs	11	štrk.	Os	11	štrk.	Pgbr			3,5	9,5	
84	HH-50	Levošské Lúky	13672	1964	481,01	9,2	2,9	hlina	OhlOsQs	8,2	štrk. piesok	Os	8,2	štrk. piesok	Pgbr			4,8	8,2	
85	S-1104	Harcobovce	21365	1969	470,58	6,6	3,5	hlina	OhlOsQs	6,6	štrk. piesok	Os	6,6	štrk. piesok	Pgbr			3,5	5,6	
86	HH-16	Spíšská Nová Ves	13672	1964	473,41	5,6	1,6	hlina	Ohl	4	štrk. piesok	Os	4	štrk. piesok	Pgbr			2,2	3,2	
87	HV-3	Nálepkovo	21726	1970	523	30	17	hlina	Ohl	30	štrk. piesok	Pgbr	30	štrk. piesok	Pgbr			11	32	
88	RH-1	Brezina	10972	1963	342,9	55,5	0,3	štrk. piesok, hlina	Ohl	55,5	štrk. piesok	Niv	55,5	štrk. piesok	Pgbr			39	45	
89	L-1	Lipovník	12532	1964	348,7	27,8	0,7	hlina	Ohl	27,8	štrk. piesok, hlina, štrk.	Niv	27,8	štrk. piesok, hlina, štrk.	Niv			5	26	
90	K-1	Kľov	17726	1967	474,9	12,5	5	štrk. piesok	Os	12,5	štrk. piesok	Pgbr	12,5	štrk. piesok	Pgbr			2,75	5	7,25
91	HV-1	Domalovce	20161	1968		30	5	hlina	Os	30	štrk. piesok	Os	30	štrk. piesok	Pgbr			10	24	
92	DA-1	Damašovec	14118	1965	472,8	15	4,2	štrk. piesok	Os	15	štrk. piesok	Os	15	štrk. piesok	Pgbr			5,25	13,5	
93	DA-1	Damašovec	14118	1965	472,8	15	4,2	štrk. piesok	Os	15	štrk. piesok	Os	15	štrk. piesok	Pgbr			5,25	13,5	
94	HV-3	Markušovec	6763	1957	896,37	15	1	hlina	Ohl	6	štrk. piesok	Os	6	štrk. piesok	Pgbr			6	12	
95	HH-20	Markušovec	24213	1970		15	6	hlina	Ohl	15	štrk. piesok	Pgbr	15	štrk. piesok	Pgbr			6	12	
96	HV-1	Nálepkovo	20007	1968	518	12	8	hlina	Ohl	12	štrk. piesok	Os	12	štrk. piesok	Pgbr			4	7,8	
97	S-1101	Nálepkovo	21365	1969	503,036	3,2	1	štrk. piesok	Os	3,2	štrk. piesok	Os	3,2	štrk. piesok	Pgbr			2,2	3,2	
98	HŠ-1	Hľasav	21083	1969	207,74	5,1	4,1	hlina, štrk.	OhlOsQs	5,1	štrk. piesok	Os	5,1	štrk. piesok	Pgbr			3,1	4,1	
99	KL-1	Kľov	AP 4163	1966	477,1	877	8,5	hlina	OhlOsQs	135,7	štrk. piesok, štrk. piesok	PgcrPgpc	877	štrk. piesok, štrk. piesok	Tkclbr			79,8	877	
100	BV-1	Baldovec	21020	1969		33	1	hlina	Ohl	8,3	štrk. piesok	Os	8,3	štrk. piesok	Pgbr			2,3	28	
101	HG-2	Chrast	26870	1971	430	100	2,5	hlina	Ohl	100	štrk. piesok, štrk. piesok	TvpTz	100	štrk. piesok, štrk. piesok	PgbrPgpc			0	100	
102	HG-1	Matejovce	26870	1971	472	102,5	5	hlina	Ohl	102,5	štrk. piesok, štrk. piesok	PgbrPgpc	102,5	štrk. piesok, štrk. piesok	PgbrPgpc			7	15	
103	HV-1	Svedlár	24861	1974	456	20	2,4	hlina	Ohl	20	štrk. piesok	Pgbr	20	štrk. piesok	Pgbr			8	20,2	
104	SH-1	Spíšské Podhradie	15254	1965	465	22	3,5	hlina, štrk.	OhlQh	22	štrk. piesok	Pgbr	22	štrk. piesok	Pgbr			1,8	3,8	4,5
105	V-1	Spíšské Podhradie	10675	1963	415	11	1,8	hlina	Ohl	11	štrk. piesok	Os	11	štrk. piesok	Pgbr			3,6	6,4	
106	HV-1	Huncovec	28094	1972	536	8	7	štrk. piesok, hlina, štrk.	Os	8	štrk. piesok	Os	8	štrk. piesok	Pgbr			2	4,25	
107	HH-25 / 1136	Oleňava	13672	1964	388	5	1	hlina, štrk.	OhlOsQs	5	štrk. piesok	Os	5	štrk. piesok	Pgbr			4,6	9,1	
108	SK-1	Smolník	28843	1972	536			hlina, štrk.	OhlOsQs	11,1	štrk.	Os	11,1	štrk.	Os			2	4,25	
109	I 085	Hřnov	16789	1966	197,31	11,1	9,4	hlina, štrk., sinter	OhlOsQs	11,1	štrk.	Os	11,1	štrk.	Os			4,6	9,1	
110	HV-1	Záhna	27542	1972	426,8	40	8	hlina	Ohl	20	štrk. piesok	Pgpc	40	štrk. piesok	Pgbr			20	27	
111	HH-22	Spíšské Vlady	13672	1964	395,26	9,6	7,8	hlina	Ohl	9,6	štrk. piesok	Pgpc	9,6	štrk. piesok	Pgpc			5,5	7,5	
112	V-19	Spíšské Vlady	14686	1965	380,09	7,4	1,7	hlina	Ohl	6	štrk.	Os	7,4	štrk. piesok	Pgpc			2	5,7	
113	HV-3	Mníšek	20279	1968	436	20	5	hlina, štrk.	OhlOsQs	20	štrk. piesok	Pgbr	20	štrk. piesok	Pgbr			4	12	
114	HV-1	Mníšek nad Hnilcov	20279	1968	669	25	1	hlina	Ohl	25	štrk. piesok	Pgbr	25	štrk. piesok	Pgbr			0,9	8,9	
115		Stos	13893	1964	460	9	3,2	hlina	Ohl	9	štrk. piesok	Pgbr	9	štrk. piesok	Pgbr			2	5,5	
116	E. 2	Stos	13892	1964	390,5	6	4,2	hlina, štrk.	OhlOsQs	6	štrk. piesok	Pgbr	6	štrk. piesok	Pgbr			2	5,5	
117	HV-1	Kalava	21934	1969	585,2	41	41	štrk. piesok	Pgbr	41	štrk. piesok	Os	41	štrk. piesok	Pgbr			1,4	4,7	
118	HH-107 / 1223	Kolínovec	16967	1966	369,75	5	2,1	hlina, štrk.	Pgbr	4,7	štrk. piesok	Os	4,7	štrk. piesok	Pgbr			1,4	4,7	
119	HV-1	Helenovce	20379	1968		26	5	hlina, štrk.	Ohl	26	štrk. piesok	Pgbr	26	štrk. piesok	Pgbr			1,7	2,8	
120	RH-2 / 1132	Helenovce	7865	1960	399,5	3,5	2,8	hlina, štrk.	OhlOsQs	3,5	štrk. piesok	Os	3,5	štrk. piesok	Pgbr			1,7	2,8	
121	DV-11	Dvorník	25366	1971	194,16	45	4,8	hlina, hlinitá sutina	OhlOsQs	45	štrk. piesok, štrk. piesok	TvpTz	45	štrk. piesok, štrk. piesok	TvpTz			3	11	14
122	V-1	Dvorník	4952	1959	202,95	6,3	0,3	hlina	Ohl	5,8	hlinitý štrk.	Os	6,3	hlinitý štrk.	Os			3,8	5,8	
123	VZ-1	Hosťovec	21451	1969	174,66	12	10,7	štrk., štrk.	Os	12	štrk.	Os	12	štrk.	Os			6,4	10,6	
124	M-3 / 1002	Nová Bošva	4952	1																

Príloha 2. Hydrogeologická dokumentácia vrtov.

Ustálenie hĺbková pred čerpaním (m)				Údaje o čerpaní skúške				CHEMICKÁ ANALÝZA													Nečistoty obsah	Poznámka:								
Trvanie (min)	čerp. skúšky (dm)	Q (l/s)	výdatnosť (l/s)	zníženie (m)	s (m/s)	K	Tvrdý (°C)	ehem. analýz.	dlžka (cm)	celková mineraliz. mg/l	pH	CHSK	Na	K	Ca	Mg	Fe 2	Fe celk.	Mn	NH4	Cl	SO4	NO2	NO3	PO4	HCO3				
0,55	7	6,25	13,85	9	27,9	1963	0								174,4	40,4	0	0	0	93,4	163,1				46	34,16				
0,75	22	0,51	8,45				2,6	1970					22,4	15,2	164,9	23,4	0,09	1,9	1,2	75,6	173,2			48,4	402,7		402,7			
3,37	3	1,66	0,88	8	24,1	1969	8		8	2,6	107,81	25,05	8	0,83	80,96	25,06		0,28	0,8	12,6	56,8				292,9		476			
2,35	14	1,21	8,15	8,6	3,1	1965	15	3,10	1963				41,2		22,4	11,7	9,5			38,9	20,5		1,6			128,1				
4,21	23	2,35	5,99	11,3	5,9	1963	4	24,4	1958						20,04	3,78	0,3	1,05	7,55	41,9						36,6		476		
2,28	2	2,8	0	10,5	5,10	1966	6	14,3	1958				288	6,4	160,3	38,3		0,85	0,1	9,21	26,3			4,6	439,2		476			
1,35	7	1	1	10,7	6,12	1967	10	3,4	1964				6	2	35,67	11,92	0,24	2,53		42,5	417,2			2	134,2		195,2			
8,05	2	0,19	3,03	8,5			16,6	23,10	1963				250,3							2,8	38,27					134,2		195,2		
2,12	13	3,6	1,5	1,56E-03	7	5,3	1964								72,95	27		0,05	0,05	7,5	30,94			4	268,5					
2,13	4	0,55	0,3	11,2	27,6	1968	11,2			596,79			8	2,6	107,81	25,05		0	0	24,3	53,9			40	323,4		323,4			
2,1	19	1,66	7,3	2,1	0,26	1971	15	3,10	1963				4,8	0,83	80,96	25,06		0,28	0,8	12,6	56,8				292,9					
1,05	64	0,05	1,45	15	3,10	1963	15	3,10	1963						22,4	11,7	9,5			38,9	20,5		1,6			128,1				
0,83	15	0,18	1,5	4,26E-08	4	24,4	1958								20,04	3,78	0,3	1,05	7,55	41,9						36,6		476		
1,36	13	2,2	1,5	9,07E-04	6	14,3	1958								20,04	3,78	0,3	1,05	7,55	41,9						36,6		476		
2,24	2	0,22	2,26	10	3,4	1964	16,6	23,10	1963						52,9	22,3		0,85	0,1	7,5	41,9			44	103,7		103,7			
0,4	8	0,2	2,76	11	7,10	1963	16,6	23,10	1963						75,7	24,9		0,85	0,1	7,5	41,9			3,8	256,1		256,1			
1,8	21	4,44	3,7	4,40E-03	8	8,4	1968						21		30,8	8,7	0,15			15,4	43,8			16	48,8		48,8			
1,19	9	1,9	1,5	1,80E-04	9,5	24,8	1964								105,1	22,3		0,3	18,9	9,05					378,2		378,2			
1,4	4	0,42	1,3	1,80E-04	9,5	24,8	1964								105,1	22,3		0,3	18,9	9,05					378,2		378,2			
2,11	10	0,36	1,5	1,76E-04	5,8	5,5	1964			675,87			8	3,1	113,03	26,27	0,1	0,89	0,75	25,3	9,89			2,5	469,8		469,8			
15,1	20	0,84	7,9	9	6,8	1970	9	6,8	1970				4,8	0,5	19,6	3,04			6,7	5,3				0,03	67,1		67,1			
13,7	18	0,75	28,3	13,7																										
2,9	22	0,312	3,6	12	22,1	1964	12	22,1	1964						22,6	5,1				21,2	10,2					79,3		79,3		
5,55	24	1,17	6,2	5,55	11	22,1	1966						32	105,8	23,3	0,02			0	67,2	30,8		8			359,9		359,9		
12,7	7	0,8	2,5	12	23,7	1968	12	23,7	1968				0,7	0,7	92,18	34,29			0,03	2,15	9,6					433,2		433,2		
0,7	20	0,83	6	1	2,10	1964	6	2,10	1964				133		62,3	24,9				9,2	17			2			488		488	
0,3	19	2,77	3,4	12	12,12	1957	12	12,12	1957											6										
2,01	12	4,5	1	3,08E-03	7,4	5,6	1964								111,02	21,89	0,06		0,07	7,85	83,94			3			323,4		323,4	
8	8	0,04	2	10,7	1968										0,45					4	19			3,4						
1,24	10	0,25	1,35	12	8,7	1965	12	8,7	1965				3,6	2,6	104,2	2,92			3,3	6,99			10			30,5		30,5		
1,58	10	1,04	1,5	3,93E-04	11,3	28,8	1968			686,6			8,8	1,8	145,89	7,05	0,43		1,94	0,5	4,6	5,76				494,2		494,2		
0,18	24	1,37	2,04	19,3	21,11	1964	19,3	21,11	1964				5,40	115,2	97,98	32,57	12,4			334,2	1580,1					3926,9		3926,9		
7	5	8	10,79	11,2	24,2	1969	11,2	24,2	1969				12	0,8	93,1	27,3	1,5		0,19	100,1	286,4			2		203,59		203,59		
5,8	20	0,13	13,1	5,8	29,6	1971	5,8	29,6	1971											21,8	79,9			31			286,8		286,8	
0,1	23	0,55	8,6	8	20,1	1971	8	20,1	1971				4	3,2	18,6	6,9	1,3		3	0,6	7,9	53,9				42,7		42,7		
1,5	14	0,95	10,3	10,1	1,10	1965	10,1	1,10	1965				89		100,1	34,1			0	84,9	58,7		5			420,9		420,9		
2,42	21	2,5	3	9,1	6,12	1962	9,1	6,12	1962						1,73	45,6	1,1		0,28	0,32	159,3	71,6		6,5			640,5		640,5	
1,3	22	2,2	1,1	9,45	6,9	13,7	1972	6,9	13,7	1972										8,2	24			1,4						
1,31	18	0,35	1,74	8,5	31,10	1972	8,5	31,10	1972						107,4	34,5	1,3		1	0,3	2,7	11,5		3			475,9		475,9	
1,48	3	0,11	3,12	6,47E-06	10,2	29,4	1966						2,5	0,9	5,01	3,65	0,05		0,05	1,24	17,8			6,2			9,15		9,15	
5,8	22	0,58	12,3	5,8	30,5	1972	5,8	30,5	1972				11,4		42,9	5,1	0,4			0,1	19,5	6,8		14			103,7		103,7	
1,44	10	1,34	1,5	1,83E-04	8	3,3	1964								560	25,5	4,8			107,5	155			41			457,6		457,6	
1,39	15	3,37	2	4,43E-04	7,1	25,5	1965						12	3,2	134,67	46,94	0,16		1,87	0,35	9,2	18,92		2			445,4		445,4	
4	11	0,45	3,9	4	4,10	1968	4	4,10	1968				0,4	0,1	15,7	5,6	0,3		1,44	0,25	12	164,19		2,5			448,8		448,8	
7,1	35	0,067	2,38	7,1	16,10	1968	7,1	16,10	1968				0,2	0,1	6,9	3,5	0,08		0,04	0,2	11,5			2,5			21,3		21,3	
3,25	13	0,08	4	3,25	10	11,12	1964																							
0	17	0,123	2,74	0	18,12	1964	0	18,12	1964						40	15	10													
0,45	8	7	2	1,38E-03	7	11,5	1966						2,8	0,8	42,9	15,2	0,03		0,01	4,5	20,6		0,1				177		177	
4,6	8	0,3	12	4,6	5,11	1968	4,6	5,11	1968				0,4	0,05	12,7	8,7	0,5		0,1						18			292,9		292,9
1	10,7	2,7	1960	10,7	2,7	1960	10,7	2,7	1960						18,04	8,02	12,6		0,94	0,84	15,29	32,5					54,9		54,9	
0,29	17	30	3,3	9,8	11,2	1971	9,8	11,2	1971				4,4	2,2	86,57	11,43	0,04			4,9	57,61		22			231		231		
5,35	2	0,062	0,76	5,35	7	14,2	1959						7	14,2	95,4	12,6				12	44,85						231,9		231,9	
7,3	10	5	1,52	1,21E-03	10,5	6,5	1968			470,99			5,4	2,4	99,8	9,4				18,2	36,22			45			244,1		244,1	
2,5	2	4,1	1	2,5	9	14,2	1959								89,4	7,05	0,15			6,9	30,8			14			2,38		2,38	
2,75	11	0,47	2,05	2,75											18,5	6,8				4,9	6,36									
4,92	22	0,051	14,17	4,92											43	38	0,15			5,5	36			1						
3,68	3	1,4	3,68	3,68	10,8	2,10	1965						18		2,43	2,9				0,1	21,2	75,3		6			91,5		91,5	
1,9	1,8	16,9	2	1,9	8,5	14,5	1958								50,5	8,5	0,07			13,4	23			16			164,7		164,7	
1,85	3	4,6	1,1	4,10E-04	11,8	13,10	1965						12		60,7	22,8	0,4			49,5	34,2			4			176,9		176,9	

Príloha 2. Hydrogeologická dokumentácia vrtov.

Ustúpená hĺbka pred čerpaním (m)	Trvanie čerp. skúšky (dň)	Q (l/s)	Výdatnosť (l/s)	znížením (m)	K (m/s)	T (°C)	Tvoby (°C)	dĺžka ehem.- analýz.	dátum zahm.	celková minerálnosť mg/l	pH	CHSK	Na	K	Ca	Mg	Fe 2	Fe celk.	Mn	NH4	Cl	SO4	NO2	NO3	PO4	HCO3	Necelkový obsah	Poznámka:										
																													1.8	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1.8	10	10.4	0.4	13	5.32E-04	8.5	11.5	1964							117.43	12.16	0.16		0		9.3	153.9				213.8	NO3 - st.											
2	23	0.3	0.3	1	18.1	1971			9	18.1	1971			195	15	47.9	18.2	0.2		0.92	15.5	80.3				175.8												
3	21	0.37	0.37	12	23.8	1966			11	23.8	1966			114	57.2	30.9	0.5			1	92		2			481.9												
2	5	0.046	0.55	2	12.7	1968			12	12.7	1968			10.6	2.4	80.96	24.32	0.04	0.21		14.5	68.71				280.7												
1.4	17	0.2	1.2	1.4	28.10	1963			28	10	1963			30	14.5											109.8	Fe2 - st., Mn - silne poz.											
7.02	14	2	1.18	2	4.1	1971			4	1.18	1971			164	35						101	121	157			317.3	Fe2 - st.											
3.5	15	4	17	7.7	10.18	1958			7	10.18	1958			4.8	2.2	101.8	6.81				9.8	19.75				292.9												
6.6	2	0.3	0.3	8.8	14.5	1958			11.2	14.5	1958			6.4	2	94.99	10.94	0.06			17	21.8				79.3												
3.49	9	5.2	2	7.94E-04	10.5	18.2	1963		11	9.10	1965			17.1	7.1	12	4.7		0.6	0.1	17.7	30.8		1		67.1												
1	17	3.3	4.12	1.3E-04	6.1	1960			13	1.9	1960								0.99	0.07	3	58.84				201.3	NO3 - st.											
0.93	10	3.7	1.5	12.5	5.7	1960			12.5	5.7	1960										10.5	143.2		16		213.6												
1.12	10	13.6	1.5	10.6	28.4	1966			10.6	28.4	1966			22	8.6	3.4	0.8		0.15	10.6		6.5		7		42.7												
8.4	3	1.3	7.05	1.46E-05	5	24.3	1969		5	24.3	1969			4.4	2	49.3	8.03	0.1			4.6	27.15		3		158												
3.2	10	66.4	1.8	2	13.5	1910	1963		13.5	1910	1963			56.51	7.3	0.1				3.4	23.86		7			183.9												
4.67	12	12.4	2	2.19E-04	8.6	24.2	1966		8.6	24.2	1966			64.3	13.7	0.2			0.1	38.9	41	111				146.4												
7.5	3	2.5	2	1.9E-04	9	14.5	1958		9	14.5	1958			14.83	5.84	0.46			0.26	0.03	16.05	10.29	18			73.2												
1.96	1	8	3.5	2	5.36E-04	10.6	13.11	1963	2.7	10.6	13.11	1963		15.63	3.64	1.7			0.1	7.3	8.23	30				61	Mn - st.											
2.7	9	5	2	2.30E-04	7.5	20.3	1970		7.5	20.3	1970			14.4	2.6	143.09	30.4	0.23	0.85	0.17	14.4	97.93		9		482												
2.62	10	2.53	2	5.10E-04	4.8	13.4	1960		4.8	13.4	1960			20.2	17	143.89	36.24	0.14	0	0	36.7	80.65	27			494.2												
1.06	14	4.16	2	1.0E-04	12.5	28.9	1962		12.5	28.9	1962			59.72	17.75	0.05				5.7	75.71	4				183												
2.6	9	3.8	1.5	3.17E-04	11.8	6.10	1965		11.8	6.10	1965			30.6	10	7.7				14.1	6.8	24				61	Fe2 - st.											
0	2	2.2	7	4.76E-06	16.9	1966			16.9	1966										15	20																	
2.49	22	2.35	5.01	3.2	11.11	1963			11.11	1963				56	12.1	0.1			0	0	28.4	7.4	1			85.4												
3.32	10	2.4	3.32	2	8.04	1978			8.04	1978				18.04	7.78	0.7			1.07	0.05	10.64	22.63	1															
1.33	1	2.9	1.62	8	3.74	2.76E-04			8	3.74	2.76E-04			42.9	48.6	21.5			0	0	5.6	30.8	4			207.4	Fe2 - st.											
1.3	8	3	1.74	2.28E-03	11	6.12	1963		11	6.12	1963			43.1	13.13	0.17			0.07	26.4	19.19	35				164.7	Mn - st.											
1.21	15	16.6	2	2.28E-03	17.5	1960			17.5	1960				148	44.9	0				23	59.5																	
2.5	20	2.1	5.5	2	12.4	1960			12.4	1960				6.5	1.8	89.4	2.4		0.88	0.2	14.5	57.6	0.99															
5.8	23	0.3	3.6	10	10.6	1971			10.6	1971				79.36	24.36	0.17			1.54	6.25	70.36	17.4				268.4	Fe2 - st.											
3.5	21	2.5	2.5	14.5	15.9	1960			14.5	15.9	1960			292.9									4				292.9											
1.22	11	5	1.5	11.2	19.10	1960			11.2	19.10	1960			56.11	25.78	0.07					4.9	51.02	7				225.8											
3.62	13	5.88	2.5	16.7	7.59E-06	11	20.10	1965	11	20.10	1965			12.8	57.2	6.9					34.4	51.3	8				97.6											
0.1	7	1.3	16.7	7.59E-06	12	21.11	1965		12	21.11	1965			34.4	32.8	8.6	0				38.9		15				164.7	SO4 - st.										
2.3	21	2.29	1.3	0.8																																		
0.8																																						
2.2	13.3	3.05	6.10E-04	9.8	27.10	1965			9.8	27.10	1965			45.7	40	18.9			0	0	44.2	27.4	20			188												
4.5	70	0.125	7.5	13.2	1997	11.6	1971		13.2	1997	11.6	1971		9	2.6	105.8	18.6	0.5		0.4	2.5	26.3	3.9			393.45	Mn - st.											
1.65	5	0.22	0.6	10.6	5.7	1968			10.6	5.7	1968			8	3.8	107.81	31.13	0.06		0.15	13.7	71.18	2			396.6												
1.75	10	3.78	1	1.64E-03	7.5	20.5	1964		7.5	20.5	1964				70.94	26.75				0.06	4.3	30.61	16			262.4												
1.23	10	0.23	1	1.10E-04	14	4.9	1961		14	4.9	1961			6.2	3.1	18.44	8.76	0.1			7.3	18.51	22			61	Mn, NH4 - st.											
2.7	10	0.13	2.1	1.02E-04	12.6	27.9	1965		12.6	27.9	1965			8	74.3	25.8				0.1	53.1	68.4	1			183												
3.8	13	1.47	4.6	9.2	9.2	1964			9.2	9.2	1964			21.6	31.4	19.7	0.2		0			38.9	0				21.5	NH4 - st.										
17.96	22	6.45	1.24	6.31E-04	11	11.7	1969		11	11.7	1969			16.77	20.02	8.6	0				24.81	27.4	4.5			64.05												
2.5																																						
215	2	13.3	4.25	5.34E-04	10.5	29.10	1972		10.5	29.10	1972			19.6	11.4	12	0		0	0.1	17.7	13.6	14			61												
3.68	21	0.42	2.82	2	6.8	14.5	1970		6.8	14.5	1970			37.5	84.6	20.6	0.05				77.9	65	18			219.6	NH4 - st.											
3.03	16	0.6	0.82	8	8	90.98			8	8	90.98			14.3	1.8	90.98	21.4	0.02	0	0	8	25.51	11			366.1												
1.31	4	0.26	1.25	8.6	26.6	1968			8.6	26.6	1968			127.2	5.8	63.73	10.94	0.17		1.14	2.2	80.8	11.32			433.2	NO3 - st.											
3.53	4	0.09	1	1.53	12.2	22.8	1968		12.2	22.8	1968			23.2	4	107.41	18.97	0.07			14	18.92	4			433.2	NO3 - st.											
3.62	22	2.22	2.38	12.8	27.10	1966			12.8	27.10	1966			23	50	8.6	0.05			0.1	24.8	39.2	4			164.7												
2.28	7	1.5	1.5	1.04E-04	7	27.5	1961		7	27.5	1961			115.43	25.3</																							

Príloha 2. Hydrogeologická dokumentácia vrtov.

Ustátna hĺbková pred číslom (m)	Trvanie čerp. skúšky (dni)	Q (l/s)	s (min)	K (m/s)	T (°C)	dTum chem. analýz.	celková mineraliz. (mg/l)	pH	CHSK	Na	K	Ca	Mg	Fe 2	Fe celk.	Mn	NH4	Cl	SO4	NO2	NO3	PO4	HCO3	Nečistoty obsah	Poznamka			
																										Udaje ochranného skúšok		
1,7	6	1,87	0,38		9,8	27.5.1963						60	12,9					42,4	54,8			10,2		219,6	Fe2 - st.			
1,32	21	1,37	3,18	8,20E-05	12	26.10.1966				5,60		91,5	29,2	4,9		2,3	2	708	78,8			3		622,2				
3,6	7	0,87	1,5	1,70E-04	11	22.3.1961						142,2	31,8	0,17		2,2	0,3	151	54,2					518,6				
3,8	3	1,6	1,5	2,70E-04	9	10.8.1961				24	41,4	135,47	45,48	0,04		0	0,05	62,7	137,85			148,8		402,7	vrtná studňa			
3,65	3	2	2,65		10,3	29.6.1972						35	15,2	8,02		0,19	0,1	141	97,47			54		6,1				
4,2	21	3,07	17		11,6	14.10.1963												34	111,01			69		3,60	studňa č. 2			
5,27	8	10	0,5		11,6	11.1.1971	648,3			26,4	3,4	97,8	34,78	0,22				32	104,11			7						
	21	10,3	1,2			4.3.1970						112	51					42	113									
3,69	7	6,95	1,7		12	19.7.1968	513,66			13,6	12	61,32	30,16	0,05				14,2	79,83		7,6			274,6	NH4 - st.			
4,2	21	25	3	2,10E-03	11,1	9.11.1969			57			50	50,7		0,7	0,2	72,3	190,8		1,8			335	Fe2 - st.				
4,15	7	3,4	1		10,4	29.7.1968				12,8	8	105,41	36,92	0,02				11	124,27		7			372,3	NH4 - st.			
0,98	9	7,3	2		12	6.9.1967	961,47											0,05	62,7	137,85			148,8		341,7			
0,77	21	2,35	2,6		10	3.7.1964			0,1			78,6	22,37	0,17				27,5	53,1		13			335,3				
0,77	50	8,75	2,4		11	4.1.1960						73,75	22,37	0,17				6,25	43,61		0,03			256,3				
0,74	2	11	3,5		6	4.2.1959						107,4	28,9	0,23				0	10,8	51,84		13		390,5				
0,7	24	24	2,6	1,80E-03	7,9	31.3.1966				19,4	4,8	98,2	29,18	0,02		0,14	0	14,25	60,9		14			347,8				
0,25	8	7,14	1,8		9,3	3.8.1963						102,9	22,3	0,1		0,05	0,2	70,8	59,1		2,7			572,1				
0,65	3	0,022	2,9			3.5.1959															61,2					SO4 - poz., Fe2, Mn, NH4 - neg.		
3,6	22	1,1	8,2			29.9.1959												2,45			28					SO4 - poz., Fe2, Mn - neg., NH4 - st.		
4,8	80	1	2,2			14.9.1963												34	1,3		1,3					Fe2, Mn, NH4 - st.		
3,81	7	0,9	1,5	1,35E-04	9,5	21.7.1961						102,2	20,19	0,16		2,2	0,7	42,65	38,27		1			433,2				
2,12	14	4,8	3,5	1,36E-04	10	7.8.1961						101,4	29,91	0,4		1,1	0,3	5,35	24,62		2			433,2				
6,2	8	1,36	1,5	2,21E-04	10	24.7.1961						113,83	24,56	0,26		2,61	0,5	7	24,28		2			469,8				
2																										chyba čerpania skúška		
3,05	11	11,1	3,1	9,60E-04	10,9	3.11.1964						119,8	36,9													NO3 - st.		
1,3	7	9,16	0,6																12,73	49,79		29			311,2	Fe2 - st.		
1,27	27	30	2,6	3,36E-03	10,5	22.11.1958						86,17	24,56					7,73	49,79		29			286,7				
1,02	7	4	2		8,9	6.5.1963						76,5	19,3	1,6		0,7	3,2	49,5	46,1		6,2					SO4, Fe2 - st.		
2	11	2	5			5.12.1962				0								42									SO4, Fe2 - st.	
3,7	10	0,6	8,6		9,5	29.6.1968						183,8	76,8					0,15	152,7		0,1				518,6	chyba čerpania skúška		
8,34	12	10	2,64	2,20E-03	6,2	31.3.1958						188,4	54,5	0,15		0,05	0,12	80	154,7		50				463,7	NH4 - st.		
1	21	21,4	10,1		7	5.4.1973						35,4	47,7	0		0	0	1,4			0							
1	1	7,5	11,8		10	23.4.1971				3	0,8	86	15,6					9,2	35,8		8				292,9		vrtná studňa	
2,1	14	0,55	4,8		11	2.12.1960						100	34					7,1	23,7								SO4 - st., NH4 - neg.	
2,3	14	0,4	5,2		6,2	19.63												12,76			5,4					2067,9	SO4, NO3 - st.	
2,5	8	0,025	10		21,6	1971						320	91,2	6,5		2,8		14,2								421	NO3 - st.	
4	15	2,4	1,5		9,9	1997	846,23					162,7	32,1	0,26		0,73	0,25	47	154,35								SO4 - st.	
1,58	5	0,45	0,75		10,7	10.7.1968	644,58			23,2	1,6	152,7	32,1	0,26		0,73	0,25	47	154,35								SO4 - st.	
4,4	29	9,16	10,42		13,5	19.10.1970				8,6	2	114,23	23,35	0,07		0,22		13,6	41,15		3						414,9	
1,78	5	0,125	0,2		11,2	1.7.1968	595,11					78,9	30,4					15,5	68,3		3				329,5			
1,4	14	0,55	10,6		14,4	1968				7,2	2,4	106,61	25,54					0	23,6	55,96		40			323,4	Fe2 - st.		
14,4	15	0,21	15,6			9.11.1960						80						14,2	26,9									vrtná studňa
1,65	9	5,1	1,5		6	10.4.1964						99,8	25,7					14	73,24		3				335,6	Fe2 - st.		
3,1	7	1,79	15,65		9,2	13.9.1971				6	1,4	228,7	42,5					1,8	13,7	484,3		6,6			286,8			
2,01	11	3,4	1,5	7,31E-04	8	5.8.1964						94,94	29,67	0,06				0,05	3,5	68,71		3,5			347,8			
1,1	11	4,5	2	4,43E-04	10,8	5.7.1964						146,29	27,72	0,07		0,45	0,07	30,3	93,82		18				445,4			
1,5	8	2,6	1,5	2,35E-04	8	6.6.1961						131,86	27,48	0,13				3,8	42,38		14				488,1			
2,7	6	0,7	1,5	8,70E-05	11	17.5.1961						175,5	32,8	1,3		1,1	0,3	2,1	33,3		2				665,1			
1,65	7	1	1,5	1,42E-04	8	7.7.1961						123,85	26,51	1,05		1,87	0,1	9,75	106,99		2				596,6			
3,06	7	0,74	1,5	4,76E-05	8	16.6.1961						94,59	24,32	0,4				0,92	0,13	3,95	46,91				360	NO3 - st.		
0,6	11	0,16	1		15	28.7.1960						125,85	23,5	0,49		1,23	0,1	2,4	284,34		3				152,5			
4,4	15	9,5	2	7,68E-04	10	28.8.1962						59,32	18,97	0,06				0,1	4,8	58,84		4			207,5			
4,22	23	3,7	2		9,4	26.1.1963						107,2	28,4	2,3		0,4	0,2	84,4	38,4		1,8				427			
2,28	7	1,7	1,5	2,46E-04	9	18.7.1961						162,32	36,97	0,18		2,2	0,5	19	94,64						610,2			
3,57	7	2,4	1,5	4,73E-04	8	21.8.1961						104,6	25,05	0,14		0,39		11,7	87,23		2				378,3	NH4 - st.		
2,84	14	10,21	3	1,06E-03	12	31.10.1963						72,14	21,64					1,9	6,9	77,36		3			211,9	Fe2 - st.		
16	16	11,25	3		11,5	15.11.1963						71,74	33,8	0,06				1,9	6,9	77,36		3			335,6	NH4 - st.		
6	22	0,02	9		13	21.9.1968				0,3	0,2	21		0,2				0,3	16,8	8,5		0,6			73,2			
2,26	7	24	2	2,32E-04	10,5	1.8.1961						90,58	19,21	2				1,49	0,25	8	44,01				335,6			
5,37	7	0,62	2	1,01E-04	10,5	13.7.1961						112,22	21,4	0,61		2,42	0,5	26,75	16,46						475,9	NO3 - st.		
2,87	7	1,1	1,5	9,10E-05	21	1.8.1961						77,76	25,78	0,13				3,6	29,62		16				329,5	NH4 - st.		
15,7	2	0,19	8,18			12.7.1967				37,5		11,4	7,7	4,4				21,2	10						122			
2,75	24	11	3,25		8,5	16.6.1957						62,1	22,6	0,05					10,6	71,2					219,7	Mn - st.		

Príloha 2. Hydrogeologická dokumentácia vrťov.

Číslo vrťu	Označenie vrťu	Lokalita	Zdroj informácií (Geofond)	Rok posudku	Kóta terénu	Hĺbka vrťu	Hĺbka	Litologický tvf. 1	Litologický index	Litológia a stratigrafia kolektorov			Hĺbka	Litologický tvf. 2	Litologický index	Hĺbka	Litologický typ 3	Litologický index	Hĺbka	Litologický tvf. 4	Litologický index	Od (m)	Do (m)	Otvorený úsek od (m)	Do (m)
										Hĺbka	Litologický tvf.	Litologický index													
	I.033	Košická Oľšany	4701	1960	192,8	10,1	10,1	hĺna, srtk, il	OhQSkOhl				100,1	vápence							6,1	9,6			
HK-2		Muráň	17019	1966	463,5	10,1	7,9	hĺna	Ohl					Typ							1,4	9,7			
M3		Muránska Lehota	21983	1969	376,05	5	1,8	hĺna	Ohl				5	srtk							1,4	3,4			
M-4		Muránska Dlhá Lúka	21983	1969	335,33	5	5,7	hĺna	Ohl				7	hĺna							2,9	5,5			
SI-8		Nízna Slaná	21983	1969	349,57	5	2,1	hĺna	Ohl				3,5	srtk							2,2	3,5			
	901	Gemerská Poloná	15983	1964	193,3	5	1	zemina	Oze				3,5	srtk s ilom							3	3,8			
	937	Revúca	17341	1966	318,42	8	3,4	hĺna	Ohl				7,5	srtk							2,6	5,5			
	931	Rostár	17341	1966	307,9	10	4,2	srtk	OsK				10	kaolinizácia živcov							3,2	4,7			
	Ľ. 1	Jasov	15272	1965	263	7,8	4,9	srtk, hĺna	OsKOhl				7,8	bridlice							2,15	6,1			
JP-6		Debrď	V.odo-rozvoj	1975	180	4,2	3,4	srtk	OsK				180	vápence							2	6,1			
S-1123		Bára	21365	1969	193,995	9	2,4	hĺna	Ohl				7	srtk						Nil	3	6,8			
	941	Lešava	17341	1966	251,04	10	3,3	hĺna, srtk	OhlOsK				10	sedimenty potlarskej íony							1,5	3			
	9141	Brzotín	19883	1964	274,5	22	0,3	hĺna	Ohl				22	bridlice							7	18			
	905	Lovice	15983	1964	193,3	8	7	hĺna, srtkopiesok	OhlOsK				8	bridlice							2	7			
VH-2		Valalický	13083	1964	193,3	17	17	srtk, il	ONSsKQNHl												1,3	4,3	13	15	
RRF-1		Rozložná	1886	1962	288,5	25	3,2	hĺna	Ohl				25	il, bridlice							9	14	16	21	
Ľ. 935		Kunovská Teplica	17341	1966	245,23	5,8	3,8	hĺna, il srtk	OhlOsK				5,8	potlarska formácia							2,8	3,6			
SI-19		Slavce	21983	1969	240,52	7	6,1	hĺna, srtk, piesok	OhOsKOpk				7	potlarska formácia							2,2	6			
Rp-12		Gombasek	29511	1973	242,38	10	5	hĺna, srtk	OhlOsK				10	il							2,25	4,5			
	1006	Drienovec	7350	1960	399,2	41	41	hĺna, srtk, il	OhlOsKNSHl												10	37			
N-1 / 1001		Dvorníky	4952	1959	202,9	6,3	5,8	srtk s obilakmi vápen.	OsK				6,3	il							3,8	5,8			
N-2 / 1003		Lútna nad Bodvou	4952	1959	178,76	5	2,5	srtk	OsK				5	il							2	2,5			
1006		Drienovec	6802	1959	188,2	10,4	10,4	hĺna, srtk	OhlOsK												6,6	8,3			
1007		Čečelovec	6001	1959	200,1	7,2	7,2	srtk	OsK												5,9	7,3			
	1014	Veľká Ida	3401	1959	210	7,3	7,3	hĺna, srtk	OhlOsK												7	9,5			
	1017	Hamičky	3301	1959	227,8	9,5	9,5	hĺna, srtk	OhlOsK												6,3	10,2			
	1019	Haniska	5005	1959	188,2	8,3	8,3	hĺna, srtk	OhlOsK												4,3	8,1			
	944	Svetice	17341	1966	219,14	10	3	hĺna, srtk, piesok	OhOsKOpk				10	potlarska formácia							1,7	3			
	945	Hván	17341	1966	318,71	3,3	3	hĺna, il, srtk	OhlOsK												2,2	3			
	935	Paškova	17341	1966	234,38	5	3	hĺna, srtk	OhlOsK				3,5	pieskovec, bridlice							2,2	3			
	908	Nový Hámor	15983	1964	224,38	5	3,6	hĺna, srtk	OhlOsK				16	il							2,5	4	8	14	
	31	Vrdová	21983	1969	224,38	5	6	hĺna, srtk	OhlOsK				5	il							2,5	3,5			
	923	Slavce	1965	232,5	15	6	hĺna, srtkopiesok	Ose				15	piesok								3,6	15			
HK-3		Hriňov	21083	1969	192,63	6	6	hĺna, il, srtk	OhlOsK												4,5	6			
VZ-2		Hosťovec	21451	1969	168,29	8	6	piesok, srtk	OpKOsK				8	vápence							2,5	6,8			
	1 004	Páder	2605	1959	182	7,1	7,1	hĺna, srtk	OhlOsK												2	6,9			
MN-113		Buzica	14000	1964	196,1	40	16,2	hĺna, srtk, piesok	OhOsKOpk				40	il, srtk							8,7	10			
	1 127	Sňa	HAMU 5408	1969	203,4	13	13	srtk, piesok	OsKOpk												5	11			
	1 012	Sňa	5403	1959	177,8	6	6	hĺna, srtk, srtk ílovitý	OhOsKOsK												1,5	5,7			
Z-6 / 1 080		Sňa	10937	1963	165,38	11,7	10,7	hĺna, piesok, srtk	OhOsKOsK				11,7	il							3,3	10,7			
S-1 / 1126		Trstená pri Hornáde	21378	1969	168,6	8	7	hĺna, srtk	OhlOsK												3,8	8			
K-1 / 968		Brusník	12881	1964	237,96	7	6	hĺna, srtk	OhlOsK				7	vápence							4,3	5,8			
	2 907	Plášťovec	15983	1964	175,1	17	15,4	srtk, il	OsKOhl				17	il							1	16			
Z-2 / 1 082		Milhosť	10937	1963	295	15,7	15,7	piesok, il	OsKQNHl												10,5	14,4			
VPS-1		Bretka	152,3	1963	152,3	152,3	152,3	sadrov, s poloh, brtd.	TrkTIsrb																
SI-26		Bohinovc	21983	1969	200,49	6	5,2	hĺna, srtk	OhlOsK				6	vápence							2,5	4,5			
SI-34		Gemer	21983	1968	182,4	7	6	hĺna, il, srtk	OhlOsK												3	6			
	913	Gemerská Panica	15983	1964	4,8	4,2	il, zemina, srtk	OhlOsK													1,8	4,2			
Zt-4 / 972		Zár	12881	1964	179,2	7,5	6,5	hĺna, srtk	OhOsK				7,5	srtk							4,9	6,3			
RH-6		Sátrakovo	3795	1958	176,85	6	5	hĺna, srtk	OhlOsK				6	bridlice, srtk							2,6	5			
	946	Rimavská Sobota	17341	1966	203,03	5,4	5,4	hĺna, piesok, srtk	OhlOsK												2,3	4,9			
	927	Veselince	17341	1966	177,86	7	6,7	hĺna, il	OhlOsK												2,5	6,3			
Bt-3 / 963		Bátka	12881	1964	174,8	6,3	4	hĺna, il	OhlOhl				5,3	srtk							4,2	5,3			
HVB-3		Bátka	27956	1972	175,1	6	4,5	hĺna, srtk	OhlOsK				6	slateň							2,5	4			
	915	Rumince	15983	1964	174,05	8	7	srtkopiesok	Ose				8	il							1,7	7			
	928	Krepec	17341	1966	174,05	6,3	6	hĺna, srtk, piesok	OhlOsKOpk												2,5	5,8			

Príloha 2. Hydrogeologická dokumentácia vrtov.

Ustálená hĺbka pred čerpaním (m)			Údaje o čerpaní skúske					CHEMICKÁ ANALÝZA													Necitlivý obsah	Poznámka				
Trvanie (dni)	čerp. skúsky (dni)	Q (l/s)	s (m)	K (m/s)	Tvoby (°C)	dátum chem. analýz.	celková mineraliz. (mg/l)	pH	CHSK	Na	K	Ca	Mg	Fe 2	Fe celk.	Mn	NH4	Cl	SO4	NO2	NO3	PO4	HCO3			
5.9	26	0.45	16.2																							
6.9	7	1.48	2.3	3.91E-04	8.9	11.12.1968	425.1		3	0.6	88.89	8.51	0.02					6.6	39.5				256.3			
0.86	7	1.48	2.3	3.91E-04	8.9	11.12.1968	425.1		3	0.6	88.89	8.51	0.02					6.6	39.5				256.3			
1.92	12	13.7	2	2.61E-03	8.7	29.5.1968	362.7		4.2	2.2	55.93	11.43						3.5	27.98		13		225.8 Fe2, NH4 – st.			
0.7	6	0.32	1		10.1	19.12.1967	176.9		5.4	2.2	22.85	1.14						2.82	1	3	15.23		2.5			
0.35	1	0.033	3.45		10	3.10.1963					35.6	29.8	0.5					1.2	1.5	51.3	6.5	2.2	237.9			
2.17	7	4.46	2	6.30E-04	7.4	6.4.1966	352.25		5.6	2.6	65.73	8.76	0.02					2.25	29.31		15		207.5			
0.98	9	0.22	2		7.8	9.5.1966	109.19		4.4	3.6	10.82	3.4	0.83					2.75	4.93		11		42.7 NH4 – st.			
1.7	15	1.25	1		8						28	7						1.4	29							
1.98	8	2	2		9.6				3.4	1.2	112.28	5.84	0.04					7.4	23.86				329.5			
0.66	7	0.97	1	9.34E-04	12.5	15.9.1967	932.85		28	12.1	43.29	0.16					1.56	0.25	34.6	120.98	82		427.1			
2	20	2.5	13.4		11	25.5.1961			5.4	2	88.18	12.65	0.05					5.5	43.61		2		280.7 NH4 – st.			
1.5	4	0.08	1.55		14	27.10.1963					44.7	5							33.2	94.2		4				
1.5	21	0.92	2		11	3.7.1964			0.1		75.7							25.8	56.6	23.9	40		347.7			
1.7	21	1	13.2		10	23.2.1962					20	4.8						0	17.7	2						
0.42	9	0.07	1.5	3.50E-05	11.2	7.7.1966	678.9		15.6	3.1	138.68	13.38	0.17					30.25	71.19		11		384.4 Mn, NH4 – st.			
1.38	20	23.2	1.5		9.8	12.12.1967	435.1		4.8	2.6	98.18	7.05	0.04					19.6	38.27		17		231.9			
0.8	1	6.06	1.2	7.75E-04	14.5	5.9.1972	434		7	1.2	105.2	3	0.02					0	0.14	12.05	43.2		250.1			
3.3	15	1.2	27.7			30.9.1960					72	7.3						7.1	21.5							
5.35	2	0.062	0.76																							
1.85	2	0.02	1.03																							
7																										
3.3																										
7.5																										
4.8																										
0.88	9	0.145	1.25	8.10E-05	10	4.6.1966	491.7		6.5	3.6	100.6	10.46	0.18					0.1	0.07	3.75	65.42		286.8 NO3 – st.			
0.92	11	0.162	2.5	9.20E-05	10.6	23.6.1966	390.41		26.8	3.1	184.18	33.56	0.23					0.07	2.25	23.86	1.5		402.7 Mn – st.			
0.92	10	0.3	1.5	1.30E-04	11.4	26.7.1966	786.84		23.2	34.4	126.65	23.83	0.13					0.22	0.15	53	74.48	3	433.2			
1.4	3	0.03	1.4		16.1	25.10.1963					72.9	16.5	0.1					0.12	49.5	61.6	10.2		201.3 NH4 – st.			
1.4	6	1.33	1.25		6.5	27.3.1968	564.2		4.8	11	127.45	3.81						0	0	13	57.19	7	329.5 Fe2 – st.			
0.19	11	0.2	2.5	5.75E-05	15.4	8.9.1967	533.04		4.2	3.2	121.67	4.37	0.02						12	44.02			311.2 NH4 – st.			
0.71	11	43.5	2.1		17.7	26.4.1968	688.6		6.8	2	150.3	7.78	0.32					1.21	1.7	14.8			488 NH4 – poz.			
1.7	11	43.5	2.1		7.7	26.4.1968	530.7		6.6	4.7	112.72	10.7	0.02					19.5	45.67		30		292.9			
0.5																										
3.28	12	9.9	1.5	1.15E-04	10	31.10.1963					22.85	7.25	0.07					0.6	11	23.04	22		85.4			
4.3					10.2	28.8.1967			6.4	2.4	62.9	11.9	0.02						16.5	39	24		170.8			
2																										
0.9	7	9.52	2		9.9	23.4.1963					87.5	17.8	1					0.9	0.1	56.6	61.5	2.3	280.6			
1.44	15	3.8	1.2	6.80E-04	6.9	20.5.1969	304.07		12.2	2.6	44.09	16.54	0.13					0	0.07	14.1	54.31	10	140.3			
1.4	9	1.92	2.5	7.41E-05	8.8	10.6.1963					79.76	17.99	0.9					2.94	1.6	1.9	73.66	3	256.3			
0.94	3	2.63	5.51		8	18.2.1964					60	7.7	0.4						46	52.3			109.1 Mn – st.			
11.4	3	0.095	14.55		15.5	7.5.1963					83.5	25.4	0.5					0.15	63.6	14.9	8.2		366 Mn – st.			
0		0.03	0		10.8																					
0.77	10	3.2	1.5		13.2	16.10.1967	1612.05		58	14	412.82	24.32	20.63					0	0	5.51	859.62	9.8	268.4			
2.3	12	4.2	2		11.6	18.11.1968	415.5		6.2	2.6	77.76	12.89	0.19					0.24		8.5	34.56		262.4 NO3, NH4 – st.			
0.5	4	2.35	1.45		14.1	12.9.1963	519.3		17.6	2.2	87.78	21.89	0.19					0.22	44.6	76.53	2.5		250.2 NH4 – st.			
2.1	10	2.4	3	3.03E-04	10	14.6.1962																1		237.9		
3.12	13	8.1	1	5.25E-03	12.8	8.11.1957					64.5	17.5	0.08					0.33	0.8	4.5	20.1		58.6 NO3 – st.			
1.92	8	0.6	1.24	1.91E-04	8.5	7.2.1966	1455		115.6	31	202.4	60.56	0.19					0.18	0.75	159.5	480.22	5	390.5			
2.88	15	5.4	2	6.50E-04	10.5	25.7.1966	473.56		10.4	2.6	83.37	20.92	0.06						0.05	15.4	30		262.4			
1.77	13	1	2.5	6.18E-04	12.5	9.9.1963					95.7	23.1	0.18					0.45	0.55	24	60.9	2	421			
1.15	15	1.4	2.2	6.10E-04	12	27.7.1972	785.7		25.2	1.2	114.6	42.3	0.07							18.2	140.3	9	408.8 NH4 – st.			
1.9	4	2.5	1.24		13	16.11.1964					120.8	40.4	2.5										2.1	427		
1.41	10	0.028	2	4.12E-06	10.4	7.7.1966	515.1		22.3	4	87.37	20.37	0.2					0.32	0.06	71	87.23	12	201.3			

voda navrhovaná v hĺbke 15,5 – 19,0 m

chyba čerpania skúska
 chyba čerpania skúska
 chyba čerpania skúska
 chyba čerpania skúska
 chyba čerpania skúska

chyba čerpania skúska
 chyba čerpania skúska
 chyba čerpania skúska

**VYSVETLIVKY K ZÁKLADNEJ HYDROGEOLOGICKEJ MAPE SR 1 : 200 000
LIST 37 KOŠICE**

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2012

Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Návrh obálky: Mgr. František Bottlík

Tlač a knižárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

ISBN 978-8089343-79-5

25 Zlín (Gottwaldov)	26 Žilina	27 Poprad	28 Svidník
34 Znojmo	35 Trnava	36 Banská Bystrica	37 Košice
44 Bratislava	45 Nitra	46 Lučenec	38 Michalovce
		47 Rimavská Seč	