GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 32



III. CELOŠTÁTNA HYDROGEOLOGICKÁ KONFERENCIA

s regionálnym zameraním na územie Slovenska

September 1964

ÚSTREDNÝ ÚSTAV GEOLOGICKÝ, REDAKCIA BRATISLAVA

Vedecký redaktor

Pg. Ondrej SAMUEL

1 B 19 c

Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave Knižnica

29 - Kiš

1283/1964

PRÁCE GEOLOGICKÉ ÚSTAVU DIONÝZA ŠTÚRA V BRATISLAVE

© Ústredný ústav geologický 1964

OBSAH

1. Dub O.: Hydrogeológia a hydrológia podzemných vôd 5
2. Kullman E.: Krasové vody Slovenska a ich hydrogeologický výskum . . . 9
3. Gazda S. — Kullman E.: Hydrogeochémia podzemných vôd vápencovo-dolomitických komplexov mezozoika Záp. Karpát 29
4. Böhm — Klír — Ostrolucký: Hydrogeologické pomery centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov a Krupinskej vrchoviny 47
5. Klír S.: Důlní vody štiavnicko-hodrušského a kremnického rudního obvodu . . 57
6. Porubský A.: Podzemné vody neogénnych a kvartérnych usadenín na Slovensku 61
7. Duba D.: Riešenie zmien výšky hladiny spodných vôd okolia Kravian vyvolaných výstavbou vodného diela Nagymaros 91
8. Pospíšil P.: Prehľad hydrogeologických pomerov podzemných vôd vo Východoslovenskej nížine 105
9. Orvan J.: Hydrogeologické pomery riečnych náplavov v povodí Slanej . . . 115
10. Franko O.: Problematika výskumu termálnych vôd Slovenska 123
11. Kubáň T.: Vplyvy vodného diela Madunice na termálne pramene v Piešťanoch 141
12. Urban K.: Nové poznatky o hydrogeologii minerálních vod v Nosicích . . . 151
13. Struňák V.: O minerálnych prameňoch v oblasti Gánovce—Hôrka . . . 165
14. Račický M.: Hydrogeologické pomery vátoveckej medzikryhy v Juhoslovenskej uhoľnej panve 175
15. Hanzel V.: K problémom kysličníka uhličitého v Juhoslovenskej uhoľnej panve 189
16. Malatinský K.: Hydrogeologické pomery novácketo hnedouhoľného ložiska . 199
17. Franko O. — Škvarka L.: Podzemné vody nováckych uhoľných baní . . 209
18. Repka T.: Hydrogeologické pomery magnezitového ložiska Košice 221
19. Račický M. — Repka T.: Hydrogeologické pomery ložiska kamennej soli pri obci Zbudza 233
20. Fides J.: Problémy zisťovania základných hydraulických parametrov v ložiskovom hydrogeologickom prieskume 245
21. Štein F.: Vodárensko-hydrogeologické problémy na Slovensku 253
22. Gazda S.: Odraz horninového prostredia v chemizme podzemných vôd . . . 263

INHALT

1. Dub O.: Hydrogeologie und Hydrologie der Grundwässer 5
2. Kullman E.: Karstgewässer in der Slowakei und deren hydrogeologische Durchforschung 9
3. Gazda S. — Kullman E.: Hydrogeochemische Charakteristik der Grundwässer in westkarpatischen kalk-dolomitischen Komplexen 29
4. Böhm — Klír — Ostrolucký: Erkenntnisse der hydrogeologischen Verhältnisse im zentralen Teil der jungvulkanischen Eruptivgesteine 47
5. Klír S.: Bergbauwässer im Revier von Štiavnica — Hodruša und Kremnica . . 57
6. Porubský A.: Grundwässer der neogenen und quartären Ablagerungen in der Slowakei 61
7. Duba D.: Lösung der Wasserspiegelveränderungen in der Umgebung von Kraviany nach dem Bau des Wasserkraftwerkes an der Donau-Nagymaros 91
8. Pospíšil P.: Übersicht der hydrogeologischen Verhältnisse in der Niederung Východoslovenská nížina 105
9. Orvan J.: Hydrogeologische Verhätnisse der Flussanschwemmungen im Flussbett von Slaná 115
10. Franko O.: Zur Forschung der Thermalwässer in der Slowakei 123
11. Kubáň T.: Einfluss des Wasserkraftwerkes Madunice auf die Thermalquellen in Piešťany 141
12. Urban K.: Neue Erkenntnisse über die Hydrogeologie des Mineralwassers in Nosice 151
13. Struňák V.: Mineralwasserquellen von Gánovce — Hôrka 165
14. Račický M.: Hydrogeologische Verhältnisse auf der Zwischenscholle von Vátovce 175
15. Hanzel V.: Über die Anwesenheit des Kohlenoxyd im Südslowakischen Kohlenbecken 189
16. Malatinský K.: Hydrogeologische Verhältnisse in der Kohlenlagerstätte von Nováky 199
17. Franko O. — Škvarka L.: Grundwässer in der Kohlenlagerstätte von Nováky . 209
18. Repka T.: Hydrogeologische Verhältnisse auf der Magnesitlagerstätte von Košice . 221
19. Račický M. — Rapka T.: Hydrogeologische Verhältnisse auf der Steinsalzlagerstätte Zbudza 233
20. Fides J.: Zur Feststellung der hydrogeologischen Grundparameter in der hydrogeol. Lagerstättenforschung 245
21. Štein F.: Zur Wasserversorgung und zu hydrogeologischen Problemen in der Slowakei 253
22. Gazda S.: Reflektion of Rock Environment in the Chemism of Undergroud Waters 263

Akademik Oto Dub

Hydrogeológia a hydrológia podzemných vôd

Prudko rastúca výroba núti hydrológiu tak ako iné vedné odbory, aby hlbším poznávaním prírody a javov v nej sa odohrávajúcich prispela k čo najracionálnejšiemu využitiu prírodných zdrojov, surovinových či energetických. Preto sa usilujeme poznať v čím ďalej menších priestoroch obeh vody v atmosfére, litosfére a biosfére, známy ešte v nedávnej minulosti skôr len všeobecne. Je tomu tak preto, lebo človek využíva vodu a vplýva na jej kvalitu, resp. sa bráni proti jej škodlivým účinkom v ľubovoľnom mieste jej obehu a narušenie v jednej sfére sa nutne odráža tak či onak vo sférach ostatných. Z toho dôvodu rozširuje hydrológ čím ďalej tým viac poznávanie obehu vody vo všetkých jeho fázach a v každom z uvedených prostredí. Tak sa prirodzene stretáva s druhými disciplínami, u ktorých je toto prostredie predmetom štúdia a ktoré nemôžu nesledovať ako voda za svojho obehu na toto prostredie pôsobí. To vedie k prelínaniu týchto disciplín, a nie vždy k organizovanej rozumnej spolupráci a k vzájomnému využívaniu služieb a poznatkov.

Zatiaľ čo medzi hydrológiou a meteorológiou si život vynútil nielen spoluprácu ale dokonca aj organizačnú jednotu, nie sú vždy jasné formy spolupráce medzi hydrológiou a hydrogeológiou. Hydrológ musí sledovať režim vody vôbec, t. j. aj režim vôd podzemných, pričom prirodzene musí poznať vplyv prostredia na tento režim (niekedy sa preto označuje tento oddiel hydrológie ako geohydrológia), hydrogeológ zas skúma vplyv vody na geologické prostredie. Tieto úlohy sa niekedy zamieňajú, čo zvyčajne nevedie k hlbšiemu poznaniu, ale skôr zavádza na nesprávne cesty. Tomu často nezabránia ani organizačné opotrenia. V SSSR napr. sféru podzemných vôd sledujú organizácie geologické, čo nijako nemohlo ovplyvniť sovietskych hydrológov, ktorí musia nutne aj tam sledovať zmeny hydrologickej bilancie v jej úplnosti.

Oveľa účinnejšia ako formálne organizačné opatrenia je skutočná spolupráca, ktorá vychádza z hlbokej vzájomnej informovanosti a pochopenia úloh. Myslím, že môžeme s potešením kvitovať, že sme túto cestu už nastúpili a stretávame sa

tak v úzkej spolupráci pri riešení početných úloh, ktoré nám spoločnosť ukladá v rozličných hospodárskych odvetviach.

Ide tu najmä o rozširovanie našich znalostí o podzemných vodných zdrojoch. Potrebujeme ich pre zásobovanie obyvateľstva i priemyslu a čím ďalej tým viac aj poľnohospodárstva. Už bolo načase skoncovať s náhodným „hľadaním" vody, vyplývajúcim z nedostatočnej znalosti prostredia, ale aj obrátene, s nesprávnym hodnotením režimu podzemného zdroja bez ohľadu na obeh vody, resp. jej bilanciu, čo spôsobovala neznalosť hydrologických metód. Niektoré z príspevkov tohto zborníka ukazujú, ako vzájomné obohatenie jednej disciplíny o poznatky druhej vedie k hlbšiemu poznaniu javu a k úspešnému riešeniu. Tak napr. hydrologická metóda vodnej bilancie spoločne s poznaním geologického prostredia umožňuje správne ohodnotiť režim vodného zdroja a racionálne posúdiť možnosť jeho využitia pre rozličné hospodárske ciele.

Takáto spolupráca môže viesť aj k riešeniu inej otázky, ako je napr. obohatenie niektorých významných zdrojov podzemných vôd povrchovými vodami, ktorých výdatnosť už nestačí kryť rastúce nároky. Takými zdrojmi sú napr. kriedové útvary severovýchodných Čiech. Mimochodom poznamenávam, že práve v tomto území bolo možné určiť vlastnosti zdrojov podzemných vôd meraním prietokov riek, resp. skrytých výronov.

Hydrogeológia môže významne spresniť niektoré bilančné hodnoty, odvodené hydrometriou. V hydrológii vychádzame totiž z predpokladov nie vždy splnených, že voda, ktorá sa dostala do povodia vo forme zrážok, z povodia aj recipientom odtečie. Sú hlbinné podzemné vody, napájané z rozsiahlych území, ktoré odtekajú pod recipientami do povodí cudzích, od pôvodného zdroja aj značne vzdialených. To musí nutne viesť k chybným hydrologickým bilanciám a to tak v povodí, v ktorom zrážky spadli (zdanlivo sa tu zväčšuje klimatický výpar), ako aj v povodí obohacovanom, v ktorom sa teda zdanlivo klimatický výpar zmenšuje. Z uvedeného je súčasne zrejmé, že bez hydrogeologického rozboru by sme vôbec nemohli zostaviť vodnú bilanciu v území neuzatvorenom hydrologickou rozvodnicou.

V niektorých prípadoch sme dosiaľ odkázaní pri posudzovaní režimu podzemných vôd len na hydrologický rozbor režimu vôd povrchových. Mám na mysli tzv. „separáciu odtokov", čo je spôsob oddeľovania v grafikone čiary prietokov častí, ktoré vznikli výronom podzemných vôd od tej časti odtokov (zvyčajne povodňovej vlny), ktorá vznikla povrchovým odtokom. Používame k tomu celý rad metód, ktoré sú ale všetky empirické, výsledkom úvah a nedoložené. Podobne je to aj pri odvodzovaní a používaní tzv. „čiary výtoku", čo je opäť časť grafu čiary prietokov, ktorá znázorňuje priebeh poklesu prietokov v období bez dažďa, teda v období, kedy prietok vzniká len výronom spodných vôd do tokov v riečnom systéme. Ani tu nebol empirický spôsob doplnený štúdiom, resp. sledovaním príslušného zdroja, t. j. spodných vôd.

Neoddeliteľnou časťou prostredia sa stáva voda v pôde. Sledovanie pôdnej vody,

vlhkosti pôdy, je jednou z najdôležitejších úloh dnešného poľnohospodárstva. Len tak možno nájsť a potom aj zabezpečovať optimálny stav vlahy v pôde, či už jej obohacovaním závlahami, alebo odvádzaním nadbytočnej vody odvodňovaním. V tom spočíva úloha hydromeliorácií i technických meliorácií a je najdôležitejším predpokladom intenzifikácie poľnohospodárskej výroby. Dokonalá znalosť prostredia, kvartéru, je tu naprostou nutnosťou.

Týchto niekoľko príkladov myslím postačí k tomu, aby dokumentovali význam spolupráce hydrogeológie s hydrológiou (alebo ak chcete s geohydrológiou) pre národné hospodárstvo a pre vzájomné obohacovanie obidvoch disciplín. Som presvedčený, že sa táto spolupráca bude prehlbovať a prejaví sa aj v spoločných teoretických prácach, ako je to do určitej miery aj v tomto zborníku.

ČSAV — Ústav hydrológie a hydrauliky SAV, Bratislava

EUGEN KULLMAN

KRASOVÉ VODY SLOVENSKA A ICH HYDROGEOLOGICKÝ VÝSKUM

Úvod

Na obehu podzemných vôd Slovenska sa významnou mierou podieľajú krasové vody, viazané na hydrogeologicky priaznivé vápencovo-dolomitické komplexy. Popri kvartérnych vodách sú hlavným zdrojom vodárensky využiteľných podzemných vôd Slovenska. Systematický výskum týchto vôd sa uskutočňuje iba v posledných desiatich rokoch. Predtým sa obmedzoval hlavne na jednotlivé lokality, vo vzťahu k praktickému využitiu toho-ktorého prameňa, prípadne pramennej oblasti (práce M. Maheľa, O. Hynieho) bez širšieho regionálneho zhodnotenia. Veľký význam v súčasnej dobe majú už od roku 1951 uskutočňované merania krasových prameňov (HMÚ). Tým bol daný základ pre regionálny výskum vôd vápencovo-dolomitických komplexov Slovenska, na ktorý naviazal Geologický ústav Dionýza Štúra. Už doterajšie výsledky umožňujú nám načrtnúť prehľad hydrogeologických pomerov krasových vôd v jednotlivých pohoriach, metodický prístup k ich riešeniu a zhrnúť získané poznatky.

Vápencovo-dolomitické komplexy Slovenska a ich rozšírenie

V Západných Karpatoch zaberajú značné rozlohy v jadrových pohoriach a na severnom i južnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria. Sú viazané prevažne na presunuté jednotky (krížňanskú, chočskú). Plošná rozloha hydrogeologicky priaznivých komplexov v slovenskej časti Západných Karpát zaberá ca 3280 km^2 (príloha 1). Prevažný podiel pripadá na komplexy mezozoika, predovšetkým na stredno- a vrchnotriasové, viac-menej čisté, ľahko krasovejúce vápence, s možnosťou vytvárania rozvetveného systému podzemných ciest a na nie menej významné stredno- a vrchnotriasové, prevažne silne rozpukané dolomity.

Oveľa menší podiel majú hydrogeologicky priaznivé, karbonatické komplexy jury s prímesou ílovitých a ílovito-piesčitých zložiek (malmské vápence, krinoidové vápence atď.). Pomerne malú rozlohu dosahujú hydrogeologicky priaznivé karbonatické horniny karbónu.

V súvislosti so sledovanou problematikou významným činiteľom je i mocnosť vápencovo-dolomitických komplexov, značná v sériách chočskej jednotky (250 až 750 m) a v gemeridných sériách (680—1300 m), menšia v sériách krížňanskej jednotky (100—575 m) a malá v obalových sériách (100—200, max. 400 m). Popri rozlohe, mocnosti a litologickom charaktere dôležitým činiteľom sú i tektonické pomery. Časť súvrství tvorí kryhy buď nad eróznou bázou, alebo zasahujúce sčasti nehlboko pod túto bázu. Iné sa ponárajú do hĺbok, vytvárajúc kolektory vodám s hlbinnou cirkuláciou, prípadne synklinály zavrásnené do starších útvarov s drenážnym účinkom.

ZÁKLADNÁ PROBLEMATIKA KRASOVÝCH VÔD

Krasové vody majú osobitný režim; z toho vyplývajú i špecifické problémy ich výskumu. V minulosti i v súčasnej dobe sa názory na ich režim rozchádzajú nielen u nás, ale aj vo svetovom meradle. V minulosti boli to hlavne dve protichodné hypotézy s radom obmien: Grundova hypotéza o podzemných krasových nádržiach, so spojitou hladinou podzemných vôd (novšie ponímaná v zmysle hydraulickej spojitosti), a Katzerova a jeho prívržencov, popierajúca existenciu spojitej nádrže krasových vôd a pripúšťajúca iba existenciu nezávislých vodných tokov v krase. Vo svetle nových poznatkov z krasových oblastí Slovenska sa ukazujú obidve teórie ako dosť extrémne. Pri posudzovaní režimu krasových vôd Slovenska možno sa v zásade stotožniť s Kruberom (1913 — spresnené Savarenským 1935), ktorý pripúšťa platnosť oboch teórií, ovšem v závislosti od špecifických podmienok. V krasových územiach Slovenska možno nájsť oblasti, u ktorých platí Katzerova teória (prevažne u kryhovite uložených karbonatických súvrství v Inovci, Strážovskej hornatine, Níz. Tatrách atď.), kým rad oblastí má režim krasových vôd v zmysle teórie Grunda (Muránska plošina, oblasti v Stratenskej hornatine, Malých Karpatoch atď.). Napokon v rade prípadov dochádza prakticky ku kombinácii krasových vodných tokov so systémom nádrží. Prevažná časť podzemných krasových vôd v krasových bariérových prameňoch je napojená zväčša na nádrže, ktoré vznikli hlavne v dôsledku okrajovej zlomovej tektoniky. Aj v týchto nádržiach nutno predpokladať zložitý vnútorný hydraulický režim s prevládajúcimi smermi prúdenia, podmienenými tektonickou i litologickou predispozíciou komplexu, prípadne susednými komplexami a inými podmienkami (vplyv eróznej bázy atď.).

Hydrogeologická charakteristika krasových vôd

Vápencovo-dolomitické komplexy majú osobitný hydrogeologický charakter. Na ich rozsahu, mocnosti, petrografickom charaktere, tektonike a klimatických pomeroch závisí kvantita krasových vôd a možnosti ich sústredenia. Najpriaznivejšími kolektormi sú vápencovo-dolomitické komplexy mezozoika stredného a vrchného triasu, čo je zvýraznené ich veľkým plošným rozšírením a veľkými moc-

nosťami. Popri rozlohe a vhodnej priepustnosti (ako odrazu petrografického charakteru) podstatný význam majú tektonické pomery, ktoré v súčinnosti s ostatnými faktormi vplývajú na vnútorný režim i na vzťah komplexov ako celku k susedným súvrstviam. Tektonické pomery v značnej miere ovplyvňujú možnosti sústredenia podzemných vôd i vznik a typ prameňov.

V Západných Karpatoch v týchto komplexoch rozoznávame hlavne dva základné typy cirkulácie: prvá je charakteristická pre oblasti tektonických krýh (režim podzemných krasových vôd v zmysle Katzera), ktoré nezostupujú do väčších hĺbok, bez možnosti hlbinnej cirkulácie. Umožňujú vznik prevažne vrstevných prameňov, viazaných na styk s nepriepustným podložím, a vo vnútri komplexov podzemné krasové vodné toky.

Druhým typom je cirkulácia hlbinná. V oblastiach, kde vápencovo-dolomitické súvrstvia zostupujú do väčších hĺbok, časť vôd vyviera vo forme pretekavých bariérových prameňov (často v dôsledku okrajovej tektoniky) a druhá časť vôd nastupuje hlbinnú cirkuláciu, pričom sa podieľa na doplňovaní vôd minerálnych, prípadne mineralizovaných. Časť vôd vystupuje na povrch vo forme prameňov rôzneho typu (vrstevné, pretekavé — bariérové, puklinové, zlomové atď.), alebo skryte do povrchových tokov (oblasť potoka Barina a dolina Plaveckého Petra v Malých Karpatoch, dolina Modrovského potoka v Inovci atď.). Celkove veľká plošná rozloha karbonátov a značné komplexy v jednotlivých pohoriach podmienili vznik množstva prameňov väčších výdatností. Tak napríklad na karbonatické komplexy Malých Karpát je viazaných 90 prameňov s výdatnosťou nad 1 l/sec. Popri početných prameňoch malých a stredných výdatností (do 40—50 l/sec.) vyviera z karbonatických komplexov pohorí rad prameňov veľkých výdatností.

Maximálnu výdatnosť (podľa HMÚ v Bratislave a autora) na Slovensku dosahujú tieto krasové pramene:

Tabuľka najväčších krasových prameňov Slovenska s maximálnymi výdatnosťami

Číslo	Prameň	Obec	Pohorie	Výdatnosť l/s
2	Vyvieračka pod hradom	Muráň	Muránska plošina	1714,0
1	Vyvieračka pri MNV	Muráň	Muránska plošina	1050,0
4	Jergaly	Jergaly	Nízke Tatry	932,0
3	Vyvieračka pri ceste	Muráň	Muránska plošina	826,0
8	Lasce	Necpaly	Veľká Fatra	632,0
5	Teplička	Tisovec	Muráňska plošina	523,0
6	Rajtárka	Plav. Podhradie	Malé Karpaty	500,0
7	Vrchovište	Slatinka n/Bebr.	Strážovská hornatina	492,5
9	Stará Trangoška	Bystrá	Nízke Tatry	488,0
10	Rybník	Turňa	Slovenský kras	454,0

Najvýdatnejšie krasové pramene (a krasové pramene vôbec) majú však často enormné výkyvy medzi minimami a maximami; napríklad prameň Rajtárka (Malé Karpaty) 1:185; Teplička (Muránska plošina) 1:54; vyvieračka pod hradom (Muránska plošina) 1:57; vyvieračka pri ceste (Muránska plošina) 1:33; vyvieračka pri MNV (Muránska plošina) 1:15.

Vodárensky najvýznamnejšie krasové pramene na Slovensku (t. j. krasové pramene s najväčšou minimálnou výdatnosťou) sú tieto:

Číslo	Prameň	Obec	Pohorie	Výdatnosť min.—max. l/s
1	Lasce	Necpaly	Veľká Fatra	336—632
2	Vrcholový tunel	Harmanec	Veľká Fatra	259—372
3	Drieňovec	Drieňovec	Juhoslovenský kras	209—243
4	Jergaly	Jergaly	Veľká Fatra	185—610
5	Vyšehradné	Vyšehradné	Žiar	133—141
6	Hlávka	Dobrá Voda	Malé Karpaty	100
7	Rybník	Turňa	Slovenský kras	98—454
8	Vrchovište	Dolné Motešice	Strážovská hornatina	98—310
9	Vyvieračka v Muráni pri MNV	Muráň	Muránska plošina	70—1050
10	Vrchovište	Slatinka n/Bebravou	Strážovská hornatina	69—492

Hydrogeologická charakteristika najvýznačnejších krasových oblastí

Podstatná časť krasových vôd je viazaná hlavne na Malé Karpaty, Inovec, Strážovskú hornatinu, Veľkú Fatru, Nízke Tatry, Muránsku plošinu, Galmus, Stratenskú hornatinu a Juhoslovenský kras.

V najzápadnejšom pohorí — Malých Karpatoch — krasové vody sú viazané prevažne na karbonáty stredného a vrchného triasu, menej na spodnojurské vápence (v oblasti Propadlého, SV od Borinky, Cajly a Píly, kde vytvárajú drenáž povrchovým i podzemným vodám susedných komplexov) a v úzkom pruhu vápencov a rohovcových vápencov, tiahnúcich sa od oblasti Častej až k Horným Orešanom (odvodňovanom hlavne prameňmi o celkovej výdatnosti 32 až 94 l/sek.).

Najvýznačnejšie sústavy krasových vôd v tomto pohorí sú viazané na *stredno- až vrchnotriasové vápencovo-dolomitické súvrstvia krížňanskej a chočskej jednotky.* Stredno- a vrchnotriasové karbonáty kríňanskej jednotky vytvárajú úzky pruh (JZ—SV) od Kuchyne k Lošoncu, ktorý upadá SZ smerom strmo do hĺbok. V jeho podloží sú hydrogeologicky nepriaznivé súvrstvia hlavne slienité bridlice a vápnité pieskovce albu a cenomanu obalovej jednotky; v nadloží hydrogeologicky nepriaznivé súvrstvia keupra vlastnej jednotky, vytvárajúce bariéru krasovým vodám vystupujúcim z komplexu. Vzhľadom na hydrogeologicky nepriaznivé nadložné i podložné súvrstvia a celkove zložité geologické pomery prestup krasových vôd z krížňanskej jednotky pod terciérne sedimenty Záhorskej nížiny je málo pravdepodobný. Karbonatický komplex zaberá plochu cca 20,6 km^2, pričom je odvodňovaný prevažne prameňmi (hlavne do povodia Moravy), sčasti povrchovými tokmi. Celkový odtok podzemných vôd z komplexu kolíše v hraniciach 113 až 300 l/sek. (na základe 7-ročných sústavných meraní prameňov HMÚ a nesústavných meraní prameňov a povrchových tokov autorom).

Rozlohou významnejší komplex karbonátov s krasovými vodami v tomto pohorí patriaci chočskej jednotke rozprestiera sa *medzi Rohožníkom a Trstínom.* Hydrogeologicky vytvára samostatný celok, keďže najspodnejšie súvrstvie tejto jednotky — spodnotriasové pestré bridlice a pieskovce, tvoria nepriepustné podložie; spolu s týmto komplexom upadá ako celok k SZ pod neogénnu výplň Záhorskej nížiny, oddelenú od pohoria okrajovým zlomom, pozdĺž ktorého poklesli karbonatické komplexy chočskej jednotky do značných hĺbok (až cez 1000 m). Vlastný karbonatický komplex odvodňujú v JZ časti zväčša pramene, hlavne bariérového typu, v SV časti významný podiel na odvodňovaní majú povrchové toky. Z vlastného komplexu o rozlohe 68,3 km^2 vystupuje k povrchu cca 190—338 l/sek., z toho v prameňoch 125—309 l/sek., do povrchových tokov cca 65—78 l/sek. Podzemné vody prenikajú aj do karbonátov kotliny, tvoriacich podložie neogénnej výplne v JV časti Záhorskej nížiny (vrtné práce ČND Hodonín) a azda aj do terciérnych a kvartérnych sedimentov priľahlej nížiny (pozri ešte v ďalších statiach).

V severnej a severozápadnej časti Malých Karpát vystupujú ďalšie karbonatické celky v *Jablonickom a Nedzovskom pohorí.* V prvom sa rozkladajú medzi Jablonicou, Dechticami, Šterusami a Košariskami. Ich východná časť vytvára širokú antiklinálu s osou SV—JZ (Maheľ 1962). Celkový úklon súvrství je k SZ až S. Vlastný karbonatický komplex tvoria prevažne dolomity stredného a vrchného triasu a sčasti strednotriasové vápence anisu a ladinu. Komplex bol povrchove rozčlenený v neogéne na dve časti dobrovodskou kotlinou, vzniklou poklesom pozdĺž zlomov (Zaťko 1962). Na severe a SV transgredujú naň sedimenty vrchnej kriedy, na juhu, JZ a V neogénne sedimenty v zlepencovom a flyšoidnom vývoji. SZ časť komplexu, tzv. „dobrovodský kras" (cca 62 km^2) rozšírený o hydrogeologicky priaznivé, hlavne bazálne karbonatické zlepence, odvodňujú v prevažnej miere pramene. Celkový odtok podzemných vôd v prameňoch kolísal v celoročnom priemere 1957 od 279 do 354 l/sek. (Kullman 1957). Napriek vysokému odtoku podzemných vôd z tejto oblasti najnovšie sa zistil hydraulický vzťah medzi týmto karbonatickým celkom a jeho druhou JV časťou, SZ od spojnice Dechtice—Šterusy, kde sa v oblasti Dechtíc zistili významné skryté prítoky do toku Blava (podľa meraní KVRIS v Bratislave medzi 430 až 475 l/sek.; plocha tejto karb. rozlohy je cca 36 km^2), popri ďalších výstupoch podzemných vôd v prameňoch v susedných dolinách.

V najsevernejšej časti Malých Karpát je ďalší karbonatický komplex s krasovými vodami — *Čachtické pohorie,* budované nedzovskou sériou chočskej jednotky. Tvorí samostatnú megaantiklinálu hrasťovitého typu. Vlastný karbonatický komplex medzi Novým Mestom n/Váhom, Čachticami a Bzincami vytvára tzv. „novomestský kras", budovaný hlavne svetlými (nedzovskými) vápencami, menej dolomitmi. Zaberá 53,6 km^2. V prameňoch (prevažne na východnom okraji pohoria) vyviera 100—120 l/sek. podzemných vôd (Kullman 1957), z toho hlavná časť

(60—70 l/sek.) v pramennej skupine v Čachticiach. Krasové vody komplexu tvoria podzemnú nádrž, doplňovanú popri zrážkových vodách aj stratami v tokoch Klanečnica a Kamenica (B u j a l k a 1959) s predpokladom ďalšieho doplňovania z Brezovej a hlavne Váhu. O existencii nádrže svedčí súvislosť medzi čerpaním podzemných vôd zo silne skrasovatených nedzovských vápencov v stavebnej jame hydrocentrály v Novom Meste n/Váhom a hladinou podzemných krasových vôd v studni prameňa Teplička, v Čachticiach. Dlhodobé odčerpávanie (700 l/sek. a zvýšené na 1800 l/sek. trvajúce cez 3 roky) spôsobilo na vzdialenosť 8 km od hydrocentrály v pramennej studni v Čachticiach pokles o 5 m od pôvodnej hladiny (Neupauer). Tieto poznatky potvrdzujú existenciu nádrže podzemných vôd a hydraulickú spojitosť krasových vôd Čachtického pohoria s krasovými vodami v podloží neogénnych a paleogénnych sedimentov údolia Váhu.

V pohorí I n o v e c (s megaantiklinálnou stavbou hrasťového typu) mezozoické komplexy, na ktoré sú viazané krasové vody, vystupujú v obalovej, krížňanskej a chočskej jednotke. Hydrogeologicky významné sú posledné dve, v ktorých karbonáty zaberajú v južnej časti pohoria značné rozlohy (sumárne 106 km^2). Vystupuje tu niekoľko prevažne dolomitických krýh s významnými krasovými vývermi podzemných vôd, hlavne v kryhách východných, a s veľkými stratami v dôsledku skrytého prestupu vôd do súvrství Podunajskej roviny v západných dolomitových kryhách pohoria — bližšie v ďalších statiach (K u l l m a n 1963).

V S t r á ž o v s k e j h o r n a t i n e na SV od Inovca krasové vody sú viazané hlavne na vápencovo-dolomitické súvrstvia chočskej jednotky. V severnej časti pohoria je to komplex karbonátov stredného a vrchného triasu medzi Rajcom, Zemianskou Závadou, Košeckým Podhradím a Čičmanmi, nasunutý na hydrogeologicky nepriaznivé súvrstvia neokomu a albu spodnejšej jednotky. Zaberá rozlohu cca 110—120 km^2. V dôsledku tektonických procesov a morfológie podložia je rozčlenený na rad hydrogeologicky samostatných celkov.

Severná a stredná časť vytvára plochú synklinálu JZ—SV smeru, upadajúcu pod paleogén domanižskej kotliny. Krasové vody sa sústreďujú do stredu synklinály, s tendenciou prenikania pod kotlinu. Pre znemožnenie ďalšieho postupu vôd pod paleogénnu výplň vystupujú vo vnútri domanižskej kotliny na styku s paleogénnou výplňou a do doliny Radotína zarezanej naprieč do karbonatickej synklinály. Vo vnútri na styku a blízko styku s paleogénnym nadložím vyviera v prameňoch asi 160 l/sek. a zlomami cez nadložie paleogénnych súľovských zlepencov 60 l/sek. vody (pramene JV od Počarovej). Z tejto časti komplexu (cca 50 až 55 km^2) iba v prameňoch vystupuje sumárne cca 220 l/sek. (K u l l m a n 1956).

Druhý osobitný hydrogeologický celok v tomto komplexe predstavuje jeho *juhozápadná časť* (oblasť medzi Mojtínom a Kopcom). Prevaha dolomitov a hlavne hlboké zarezanie vodných tokov, podmienili tu vznik drenáže podzemných vôd vodnými tokmi v Podhradskej doline, čo sa odráža v ich veľkých prietokoch, bez významnejších sústredených výstupov podzemných vôd (plocha karbonatickej

časti je cca 40 km^2 — v sústredených výveroch vystupuje cca 20 l/sek. podzemných vôd). Tretí celok vytvára čiastková synklinála SV—JZ smeru (cez Strážov, Čierny vrch do oblasti južne od Sadeckého vrchu) o rozlohe cca 20—25 km^2, oddelená eleváciou podložného neokomu, tiahnúcou sa od Zliechova k Fačkovu. Odvodňujú ho hlavne pramene o celkovej výdatnosti 120 l/sek. a povrchové toky, hlavne Raj-čianka. Komplex ako celok, s výnimkou JZ časti, je odvodňovaný prevažne sú-stredenými vývermi; u 45 z nich výdatnosť presahuje jeden l/sek. (z toho u 11 nad 10 l/sek.).

Ďalší význačný celok v tomto pohorí vytvárajú *vápencovo-dolomitické súvrstvia triasu* medzi Kšínou, Omšením a Červeným hostincom. Vlastný karbonatický komplex zaberá plochu cca 107 km^2; leží na hydrogeologicky nepriaznivých sú-vrstviach albu a neokomu. Podložie je zvrásnené v S—J smere a ponára sa k juhu, resp. je silne zvlnené i v smere V—Z, čím podstatne vplýva na režim krasových vôd. Chrbty antiklinál (smeru S—J) rozčleňujú nadložný krasový komplex na jednotlivé hydrogeologické povodia, pričom generálny smer podzemných vôd je k juhu až JV. V dôsledku hlbokej erózie je morfologicky zjavný celok *Žihlavníka* (o ploche 28,8 km^2) so sumárnym výstupom podzemných vôd medzi 171 až 679 l/sek. (K u l l m a n 1961). Ďalší celok sa samostatným režimom krasových vôd je medzi celkom predošlým a poloknom podložia S od Horných Motešíc (23 km^2 — výstup podzemných vôd v prameňoch kolíše medzi 108—368 l/sek.). Oblasť s nevyjasneným hydrogeologickým postavením rozkladá sa medzi predchá-dzajúcou oblasťou a Červeným hostincom (23 km^2 — výstup podzemných vôd v prameňoch 39—47 l/sek). Vody tejto karbonatickej časti asi vzájomne súvisia s predchádzajúcou oblasťou. *Najjužnejšiu časť* JV od celku Žihľavníka a karbonáty chočskej jednotky na obvode mezozoického okna pri Trebichave o ploche 30 km^2 odvodňujú pramene (39—74 l/sek.) a sčasti povrchové toky.

Celkove z tohto komplexu ako celku (107 km^2) v prameňoch vyviera asi 306 až 1389 l/sek. krasových vôd. Ak pripočítame ešte určité množstvo, odtekajúce priamo povrchovými tokmi, sotva možno predpokladať významnejšie skryté pre-nikanie vôd pod mladšiu terciérnu výplň k juhu.

Ďalší význačný celok karbonátov, hlavne dolomitov chočskej jednotky, v tomto pohorí vystupuje medzi *Zemianskymi Kostolanmi, Nitrianskym Rudnom, Uhrov-cami a Hradišťom* (cca 97 km^2). Leží na hydrogeologicky nepriaznivých najvrch-nejších členoch krížňanskej jednotky, vytvárajúcej v podloží karbonatickej kryhy antiklinálu (s osou upadajúcou k JZ), rozdeľujúcu komplex hlavne v jeho SV časti. V súlade s tektonickou stavbou je odvodňovaný krasovými prameňmi, hlavne pri SZ a S okraji (sumárne 95—198 l/sek.) a sčasti vo vnútri komplexu v doline Nitrice (60—111 l/sek.). Množstvo z komplexu vystupujúcich podzemných vôd vo vzťahu k rozlohe je veľmi nízke; zrejme odteká hlavne v južnej časti priamo vodnými tokmi, prípadne preniká pod terciérne súvrstvia Podunajskej nížiny a Hornonitrianskej kotliny.

Ďalšie význačné zdroje krasových vôd sú v Západných Karpatoch viazané na karbonatické komplexy Veľkej Fatry. Prevažnú časť tu tvoria zväčša hydrogeologicky priaznivé stredno a vrchnotriasové súvrstvia vápencov a dolomitov. Najvýznamnejšie sú dva karbonatické komplexy veľkých rozlôh v JZ časti pohoria. *Južnejší komplex* (cca 160 km^2) má veľmi zložitú vrásovo-príkrovovú stavbu tmavých vápencov a dolomitov triasu chočskej jednotky (viď Ilavský — Červeňová 1952). Je nasunutý na hydrogeologicky nepriaznivý neokom krížňanskej jednotky, tvorený doskovitými vápencami a bridličnatými vápnitými slieňmi. Presunová plocha je veľmi nerovná a nepravidelná, a bola zistená v rozmanitých výškach. Veľkú dôležitosť tu majú mierne vrásy a dislokácie JZ—SV smeru, ktoré podmieňujú vznik synklinálnych korýt vzájomne od seba izolovaných v dôsledku vysokých antiklinálnych chrbtov, rozčleňujúcich hlavne južnú časť na rad čiastkových krasových nádrží (Andrusov 1936). O najvýznamnejšej z nich medzi stanicou Čremošné a Horným Harmancom s celkovým odtokom podzemných vôd (v septembri 1963) 372 l/sek. bude reč v stati o špecifických odtokoch. V južnej časti je odvodňovaný komplex sústredenými vývermi, pričom veľký význam majú podložné gutensteinské vápence, sústreďujúce vody dolomitov pod vplyvom morfológie podložia. V strednej a severnej časti prevažne dolomitický charakter a hlboká erózia vodných tokov hlavne Gaderskej a Blatnickej doliny podmienili drenážny ráz odvodňovania povrchovými tokmi, s výnimkou menších výverov podzemných vôd na styku s terciérnymi sedimentmi Turčianskej kotliny. Významným problémom ostáva vymedzenie čiastkových hydrogeologických štruktúr vo vnútri komplexu a problém vzťahu krasových vôd k podzemným vodám Turčianskej kotliny.

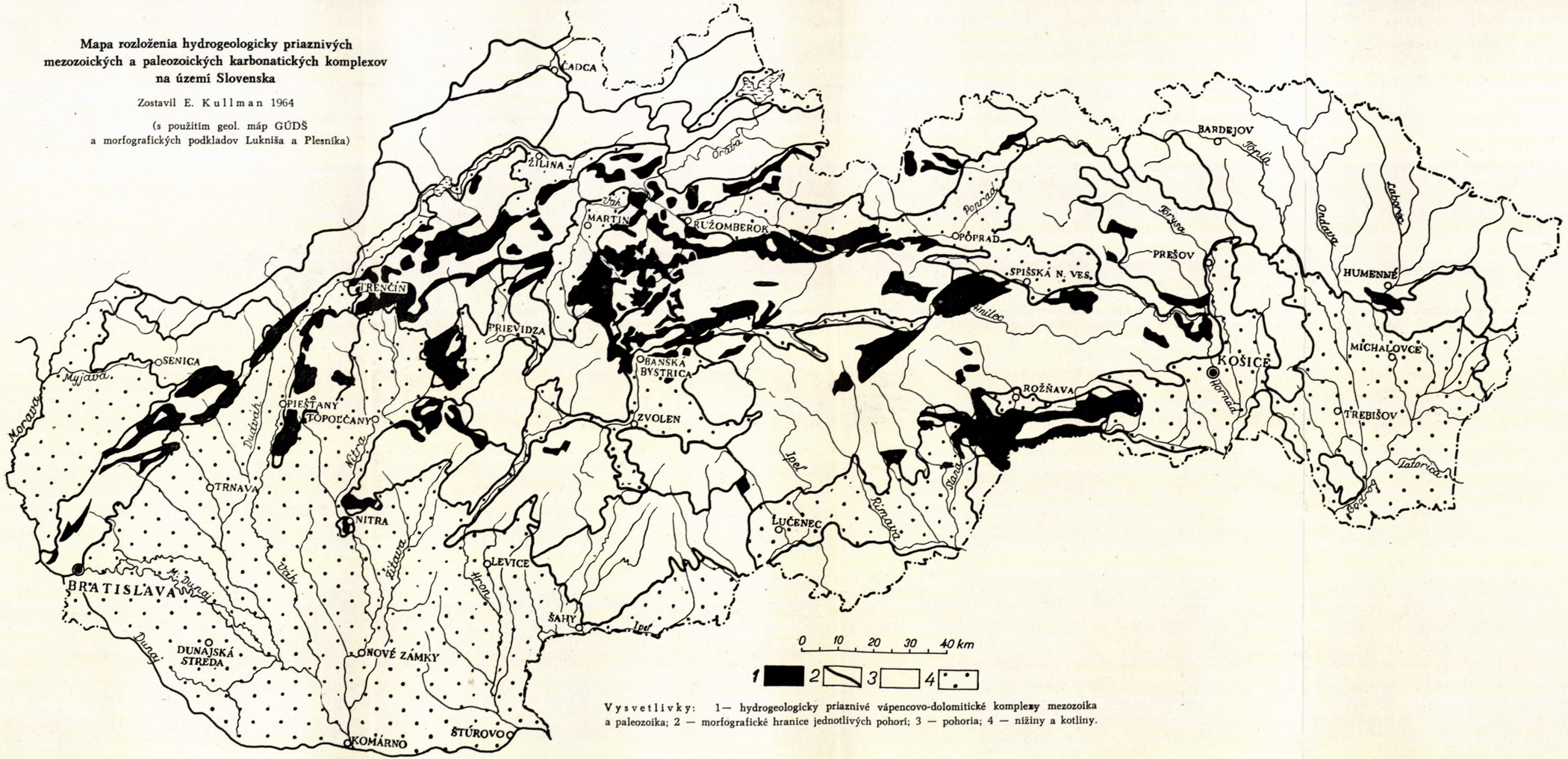
Severnejšie karbonatické rozlohy krížňanskej jednotky, tvorené prevažne dolomitmi ladinu (o rozlohe cca 86 km^2), ležiace na ľubochnianskom kryštaliniku a na šiprunskej sérii vytvárajú miernu synklinálu, zhruba V—Z smeru, s osou upadajúcou k východu. Morfológia podložia a charakter hornín umožnili sústredenie prevažnej časti vôd do význačného výveru v Necpalskej doline (336—632 l/sek). Nie sú vylúčené ani prenikania časti vôd k juhu pod mladšie sedimenty vlastnej jednotky.

Ďalšie oblasti s ucelenými polohami karbonátov s krasovými vodami predstavujú severné svahy Nízkych Tatier, kde hydrogeologicky priaznivé karbonatické komplexy zaberajú (vrátane série Veľkého Boku a Vernárskeho pruhu) plochu cca 320 km^2. Najrozsiahlejšie sú v pruhu medzi potokom Četkov južne a JZ od Ružomberka a Važcom. Patria dvom geologickým jednotkám. *Západnejší komplex* patrí krížňanskej jednotke (budovanej tu súvrstviami od triasu až po alb) s generálnym sklonom súvrství k severu. Jeho hydrogeologicky priaznivé karbonatické rozlohy (59 km^2) vo východnej časti sú odvodňované hlavne podzemným tokom Lúčanky, ktorý odvádza vody kryštalinika z hornej časti Demänovky a Zadnej vody v ponoroch a drenuje aj krasové vody komplexu, ktoré sa tu nesústreďujú do mohutných prameňov. Krasové pramene majú prevažne malú až

Mapa rozloženia hydrogeologicky priaznivých mezozoických a paleozoických karbonatických komplexov na území Slovenska

Zostavil E. Kullman 1964

(s použitím geol. máp GÚDŠ a morfografických podkladov Lukniša a Plesníka)



Vysvetlivky: 1— hydrogeologicky priaznivé vápencovo-dolomitické komplexy mezozoika a paleozoika; 2 — morfografické hranice jednotlivých pohorí; 3 — pohoria; 4 — nížiny a kotliny.

strednú výdatnosť (do 10—20 l/sek.). Popri režime krasových vôd vo vnútri karbonatických súvrství treba riešiť aj problém prenikania krasových vôd v karbonatickom komplexe, upadajúcom pod flyšovú výplň Liptovskej kotliny. M a h e ľ (1952) spája všetky významnejšie minerálne pramene Liptovskej kotliny (Lúčky, Liptovský Ján atď.) so strednotriasovými vápencami a dolomitmi krížňanskej jednotky s infiltračnými oblasťami na severných svahoch Nízkych Tatier. Oporný vrt Vlachy 1 (C h m e l í k a kolektív 1963) na spojnici Vlachy—Liptovská Mara (nehĺbený za hg. účelmi) v dôsledku ukončenia v hĺbke 1201 m v hydrogeologicky nepriaznivom neokome neprispel významnejšie k riešeniu tejto problematiky.

Východnejší mezozoický komplex chočskej jednotky je uklonený k severu, rovnako ako generálny smer krasových vôd. Najväčšia plošná rozloha karbonatických hydrogeologicky priaznivých súvrství (z celkovej plochy 118 km^2 hydrogeologicky priaznivých karbonátov) je v oblasti južne od Liptovského Jána. Na režim krasových vôd komplexu vplýva rad činiteľov, hlavne morfológia podložia, tvoreného neokomom krížňanskej jednotky, ktorý tu tvorí čiastkové synklinály s osami zhruba rovnobežnými s osou pohoria. Ďalší vplyv hlavne S od spojnice Rakytovica—Bukovica má zložitá geologická stavba vlastného zvodneného súvrstvia s radom vrás a zlomových porúch (B i e l y 1963). Odráža sa to v častom a zložitom striedaní polôh vápencov a dolomitov. Preto aj značne roztrieštený hydrogeologický režim podzemných vôd je bez možnosti vytvárania výdatných prameňov. Napríklad v doline Štiavničky s výnimkou výstupu vôd krasového podzemného toku sú vody roztrieštené na rad málo výdatných prameňov. Ako celok komplex upadá na sever pod flyšovú výplň Liptovskej kotliny. Problémom ostáva zistenie množstva hlbinného prenikania krasových vôd popod Liptovskú kotlinu. Z vrchnotriasového krasového celku časť vôd vystupuje v prameňoch medzi Liptovským Hrádkom a Kráľovou Lehotou (K u l l m a n — H a n z e l 1963), resp. preniká aj priamo do Váhu a jeho alúvia.

Vo východnej časti Západných Karpát z krasových území vodárensky najvýznačnejšia je M u r á n s k a p l o š i n a, patriaca geologicky spolu s Galmusom a Stratenskou hornatinou k severogemeridnému mezozoiku. Predstavuje mohutnú synklinálnu kryhu, skláňajúcu sa k JV. Leží na kryštaliniku Kráľovej hole a na jeho metamorfovanom sedimentárnom obale. Hydrogeologicky, tak ako geologicky, túto kryhu možno rozdeliť na dve časti, *spodnú — pestré pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie*, prechádzajúce vo vyšších častiach do slienitých bridlíc s vložkami slienitých vápencov, a na *vrchnú časť, tvorenú vápencami, podradne dolomitmi stredného a vrchného triasu.* Z tektonického hľadiska významný vplyv (vzhľadom na sledovanú problematiku) má mohutná zlomová línia, kosá na os synklinály; pozdĺž nej je ohraničená vápencová kryha voči kryštaliniku pásma Kohúta na JV. Kryha je doplňovaná v podstate iba zrážkovými vodami a odvodňovaná zväčša prameňmi, pričom k sústredeniu vôd dochádza hlavne pri JV okraji, na tektonickej línii v dôsledku sklonu podložia. Celkový odtok podzemných vôd z plochy Muránskej

plošiny (116,6 km²) kolíše od 400 do 2900 l/sek., z toho v prameňoch 250 až 2560 l/sek. (K u l l m a n 1963).

Pokračovaním Muránskej plošiny na severe je S t r a t e n s k á h o r n a t i n a, budovaná mezozoickými sedimentmi, vytvárajúcimi plochú synklinálu poklesnutú k S a ponárajúcu sa pod terciérnu výplň Spišskej kotliny. Toto hydrogeologicky významné súvrstvie triasových vápencov a dolomitov leží na nepriepustnom mladopaleozoickom a spodnotriasovom podloží, ktoré lemuje karbonatický komplex na juhu, JV a JZ a na povrch vystupuje vo vnútri komplexu v úzkom pruhu medzi vrchmi Matka Božia a Kolísky. Vďaka svojej členitosti a morfológii svojho povrchu vplýva na usmernenie podzemných vôd a vznik prameňov.

Odlišného hydrogeologického charakteru je *nadložný komplex vápencov a dolomitov* (cca 130 km² bez vernárskeho pruhu), členený na rad čiastkových synklinál smeru SV—JZ, ktoré sú hlavným faktorom pri vytváraní režimu podzemných vôd Stratenskej hornatiny. V prameňoch tu vyviera celkom iba cca 200 l/sek. podzemných vôd (K u l l m a n 1963), z čoho najväčšiu časť predstavujú pramene z čiastkových synklinál medzi obcou Stratená a vrchom Matka Božia. Toto množstvo predstavuje vo vzťahu k dlhodobému zrážkovému priemeru (950 mm) približne iba 5 % zo zrážok. Územie je odvodňované zväčša povrchovými tokmi.

Najchudobnejšou oblasťou s výstupom podzemných vôd je SZ časť územia, tvoriaca veľkú synklinálu prebiehajúcu v smere JZ—SV medzi stykom chočskej jednotky vernárskeho pruhu s gemeridmi a Vrábľovou. Predstavuje infiltračnú oblasť skoro polovice karbonatických rozlôh, prakticky bez významnejších prameňov (nad 20 l/sek.) a s výnimkou severnej časti aj bez významnejších povrchových tokov. M a h e ľ (1957; Geol. Strat. hronatiny) predpokladá, že väčšie množstvo vôd z tejto rozsiahlej zbernej oblasti prestupuje v smere poklesu synklinály pod Spišskú kotlinu. Značná časť podzemných vôd však vystupuje v severnej časti synklinály aj do povrchových tokov, čo potvrdzujú veľké prietoky Bieleho potoka a Lešnice, a azda aj do Hornádu. Tieto predpoklady nie sú ešte plne overené.

Posledným významným karbonatickým komplexom severogemeridného mezozoika s krasovými vodami sú triasové vápencovo-dolomitické súvrstvia horskej skupiny G a l m u s na ploche cca 50 km². Je to k severu uklonená monoklinála priečne a pozdĺžne bortená a rozbitá radom pozdĺžnych a priečnych porúch. Vlastný karbonatický komplex tvoria hlavne strednotriasové wettersteinské vápence, stredno- a vrchnotriasové dolomity, tmavé gutensteinské a reiflingské rohovcové vápence; leží prevažne na podložných hydrogeologicky nepriaznivých bridliciach werfenu a sčasti na hydrogeologicky málo priaznivých pieskovcoch a bridliciach permu (A n d r u s o v 1950). Tektonické pomery a morfológia podložia určujú generálny smer krasových vôd. Celkove je komplex bez výdatnejších sústredených výverov krasových vôd; je tu len niekoľko krasových výverov stredných výdatností v Poráčskej doline, v údoliach severnej časti komplexu a v západnej časti v doline Rudňanského potoka. Odvodňované je zväčša priamo povrchovými tokmi. Zistil

sa značný drenážny vplyv Poráčskeho potoka (K u l l m a n 1963) a možno predpokladať aj prenikanie vôd do Hrona.

Tu bude potrebné objasniť možnosť akumulácií vôd vo vzťahu k podložiu a hlavne vzťah krasových vôd k vodám susedných súvrství, najmä prenikanie pod terciérne sedimenty Spišskej kotliny. Možnosť prestupu pod okrajovú časť dokumentujú napäté krasové vody pod terciérnymi sedimentmi SZ od Rudňan.

Jednou z najvýznamnejších oblastí s krasovými vodami v Západných Karpatoch je S l o v e n s k ý k r a s o rozlohe 389 km^2 hydrogeologicky priaznivých karbonatických hornín. Mezozoikum je tu autochtónnou sériou s vejárovitou stavbou (B a l o g h 1948, 1953; B y s t r i c k ý 1962), budované hlavne spodnotriasovými bridlicami, pieskovcami, slienitými vápencami a najmä hydrogeologicky veľmi priaznivými vápencami a dolomitmi stredného triasu. Územie sa člení na niekoľko čiastkových tektonických jednotiek, pričom základným rysom je systém paralelne prebiehajúcich antiklinál a synklinál V—Z smeru, ktoré sú komplikované pozdĺžnymi tektonickými plochami prešmykového charakteru. V južných štruktúrach primárne tektonické plochy (pozdĺžne tektonické línie) sú uklonené k severu, v severných k juhu (B y s t r i c k ý 1962). Tektonickými procesmi a vplyvom morfologického formovania nepriepustného podložia karbonatických hornín, ktoré miestami vystupuje na povrch alebo tvorí skryté elevácie, bol celý komplex rozčlenený na menšie hydrogeologické celky v jednotlivých čiastkových tektonických jednotkách. Najsevernejší komplex karbonátov v *hačavsko-jasovskej tektonickej jednotke* uklonený k juhu odvodňuje hlavne drienovská pramenná sústava a ďalšie vývery v oblasti Jasova a Debrade (sumárne cca 182—444 l/sek.). Bohatšie sú vývery v *silicko-turňanskej jednotke,* kde súvrstvia karbonátov sú synklinálne uložené a odvodňované vo východnej časti skoro výlučne prameňmi (sumárne cca 337—1915 l/sek., z toho 320—1492 l/sek. z východnej časti). Skryté prenikanie vôd pod terciérnu výplň nížiny je možné hlavne v západnej časti komplexu. Z karbonatických vrstiev južnejších jednotiek *(plešivecko-brezovskej a kečovskej)* je na našom území len menší sumárny výstup krasových vôd v prameňoch (plešiveckobrezovská 22—118 l/sek., kečovská 52—897 l/sek.). Ďalej tu možno predpokladať aj skryté prenikanie podzemných vôd nielen do povrchových tokov, ale aj pod terciérnu výplň kotliny. V okrajovej časti to potvrdzujú vývery krasových vôd pri obci Králiky (35 l/sek. — 18 °C) a hydrogeologický vrt v Šafárikove, ktorým sa navŕtala krasová voda o výdatnosti 27 l/sek. pri teplote 17 °C (O r v a n 1960). (Dáta o výveroch v Slovenskom krase preberáme od HMÚ bez overenia a doplnenia detailným výskumom.)

Okrem spomínaných existuje ešte rad ďalších krasových oblastí menších rozlôh (často s výdatnými sústredenými výstupmi krasových vôd) hlavne vo Veľkej Fatre, Nízkych Tatrách, Vysokých Tatrách, Malej Fatre a ďalších.

ŠPECIFICKÉ ODTOKY PODZEMNÝCH VÔD VÁPENCOVO-DOLOMITICKÝCH KOMPLEXOV

Už pri popise krasových vôd z jednotlivých pohorí sme sa stretli s radom bilančných a iných problémov, často úzko spätých s praktickým využívaním krasových vôd. Patrí sem najmä objasnenie obehu a strát krasových vôd v karbonatických komplexoch, ich dynamických zásob, rozlôh príslušných infiltračných oblastí, atď. Tieto problémy možno riešiť hlavne pomocou bilančných metód. Bilančné rovnice v bežnej forme v týchto podmienkach nemožno použiť, lebo nepoznáme hodnoty pôdneho výparu, vrátane transpirácie na území Slovenska, tým menej v tak zložitých podmienkach ako sú krasové oblasti. Na bilancovanie vôd karbonatických komplexov vypracoval preto autor osobitné bilančné hodnotenie. Opiera sa o poznanie špecifických odtokov podzemných vôd z komplexov kryhovite uložených a ich aplikovanie na geologicky a hydrogeologicky zložité karbonatické celky. Použitie tejto metodiky umožňujú priaznivé tektonické pomery Západných Karpát, kde v pohoriach blízko seba vystupujú kryhovite uložené karbonatické súvrstvia, v ktorých možno zistiť úhrn výstupu podzemných vôd na povrch, a súvrstvia s hlbinnou, alebo do mladších sedimentov siahajúcou cirkuláciou krasových vôd.

Pre tieto účely som študoval špecifické odtoky podzemných vôd, hlavne karbonatických komplexov Západných Karpát (K u l l m a n 1963) a v ďalšom podávam prehľad získaných poznatkov. Pre spomínané účely sme sledovali tektonicky vhodne (prevažne kryhovito) uložené, hydrogeologicky priaznivé karbonatické horniny — vápence a dolomity v rade pohorí. Zhodnocovali sme komplexy s prevahou vápencov, s vápencami a dolomitmi i územia so značnou, prípadne absolútnou prevahou dolomitov.

Z oblastí s prevahou *čistých, značne skrasovatených vápencov* sme sledovali kryhu Muránskej plošiny, odvodňovanú prevažne prameňmi, menej povrchovými tokmi. V hodnotenom období (hydr. rok 1960 a časť 1961) špecifický odtok podzemných vôd z tejto kryhy kolísal v rozpätí 3,5—25,2 l/s/km^2, s priemerným špecifickým odtokom 7,5 l/s/km^2 (ročný úhrn zrážok v hydrolog. roku 1960 bol 1041 mm). Pre nesústavnosť meraní (hlavne prestupov do vodných tokov) za presné možno považovať výsledky minimálne, kým výsledky priemerné a maximálne sú podhodnotené (bližšie pozri K u l l m a n 1963).

Z oblastí, tvorených *vápencami a dolomitmi,* sme študovali vápencovo-dolomitické rozlohy krížňanskej jednotky v Malých Karpatoch, horskú skupinu Žihľavníka v Strážovskej hornatine a čiastkovú synklinálu chočskej jednotky medzi Čremošným a Horným Harmancom vo Veľkej Fatre.

V M a l ý c h K a r p a t o c h priaznivá oblasť pre získavanie špecifických odtokov podzemných vôd sa rozprestiera medzi obcami Lošonec a Kuchyňa. Je tvorená vápencami a dolomitmi krížňanskej jednotky o rozlohe 20,6 km^2. Tektonicky sa líši od väčšiny ostatných hodnotených komplexov, pretože nevytvára tektonickú trosku. Je to súvrstvie karbonátov, strmo upadajúcich do hĺbok, v ich podloží i nadloží sú nepriepustné súvrstvia (bližšie v predchádzajúcom hodnotení

Malých Karpát). Je odvodňovaná zväčša prameňmi (18 významných prameňov sústavne meraných HMÚ) a sčasti podzemnými vodami, prestupujúcimi priamo do povrchových tokov prerážajúcich karbonatický komplex. Možnosť prestupu do hĺbok, prípadne neevidovaného prestupu do susedných súvrství je málo pravdepodobná.

Sústavné meranie HMÚ od roku 1957 u všetkých význačnejších prameňov tohto komplexu a opakované merania povrchových tokov umožnili vyčísliť špecifický odtok podzemných vôd a jeho zmeny v jednotlivých časových obdobiach. Ročné priemery špecifických odtokov z tohto komplexu v období 1957—1962 kolísali od 7 do 9 l/s./km² (minimálne špecifické odtoky cez 5 l/s./km², maximálne 12—15 l/s./km² pri ročných zrážkach 626—768 mm v jednotlivých hydrolog. rokoch).

Horská skupina Žihľavníka v Strážovskej hornatine rozprestiera sa JV od Trenčianskych Teplíc, zhruba medzi Dolnou Porubou a Šípkovom, Slatinkou a Omšením. Vlastné územie vápencovo-dolomitickej kryhy zaberá plochu 28,8 km²; je odvodňované, prakticky bez povrchového odtoku, sústredenými krasovými prameňmi. Špecifické odtoky podzemných vôd kolísali s minimom zriedkavo okolo 3,5—4 l/s/km² a s maximom až 30 l/s/km² (Kullman 1961, 1963). Priemerný špecifický odtok podzemných vôd v jednotlivých hydrologických rokoch bol 9,2—14,2 l/s/km², pri ročných zrážkových úhrnoch medzi 695—909 mm. Percentuálny podiel podzemného odtoku z ročného úhrnu zrážok kolísal medzi 32,9—66,7 %.

Vo Veľkej Fatre pre zistenie hodnôt špec. odtokov podzemných vôd karbonatických komplexov bola zhodnotená čiastková synklinála medzi Harmancom a Čremošným. Tvorí súčasť chočskej jednotky, vystupujúcej vo forme rozsiahlej karbonatickej kryhy. Geologické povodie tejto zbernej oblasti detailne vymedzil Andrusov (1935) pri geologickom výskume územia vrcholového tunela. Študovaná oblasť má pretiahnutý tvar v smere JZ—SV, o rozlohe cca 26 km². Je časťou synklinálneho pásma so synklinálne uloženými karbonátmi triasu chočského príkrovu. Voda susedných synklinálnych pruhov nemôže do tohto povodia vnikať, lebo jednotlivé korytá sú oddelené nepriepustnými antiklinálnymi chrbtami neokomu. Ani na južnom okraji nie je predpoklad prenikania vôd z andezitov a andezitických tufov do vymedzenej zbernej oblasti. Napriek detailnému vymedzeniu nemožno túto oblasť, čo do presnosti a jednoznačnosti vymedzenia, porovnávať s predchádzajúcimi. Karbonatický komplex tvoria hlavne dolomity stredného triasu a v ich podloží sú gutensteinské vápence. Leží na neokome nižšej jednotky, miestami na šupinách a šošovkách dolomitov jej vyššej digitácie (Andrusov 1936). Vody infiltrujúce prevažne do dolomitov sú drenované a akumulované hydrogeologicky priaznivejšími vápencami. Pri stavbe vrcholového harmaneckého tunela táto zberná oblasť bola naprieč prerazená tunelovou rúrou medzi Harmancom a Čremošným (pri prerazení vytekalo až 800 l/sek. dynamických i statických zásob). V dôsledku tohto zásahu došlo k zmenám v režime krasových vôd, ktoré sa zväčša sústredili do tunelovej rúry a rad prameňov zanikol.

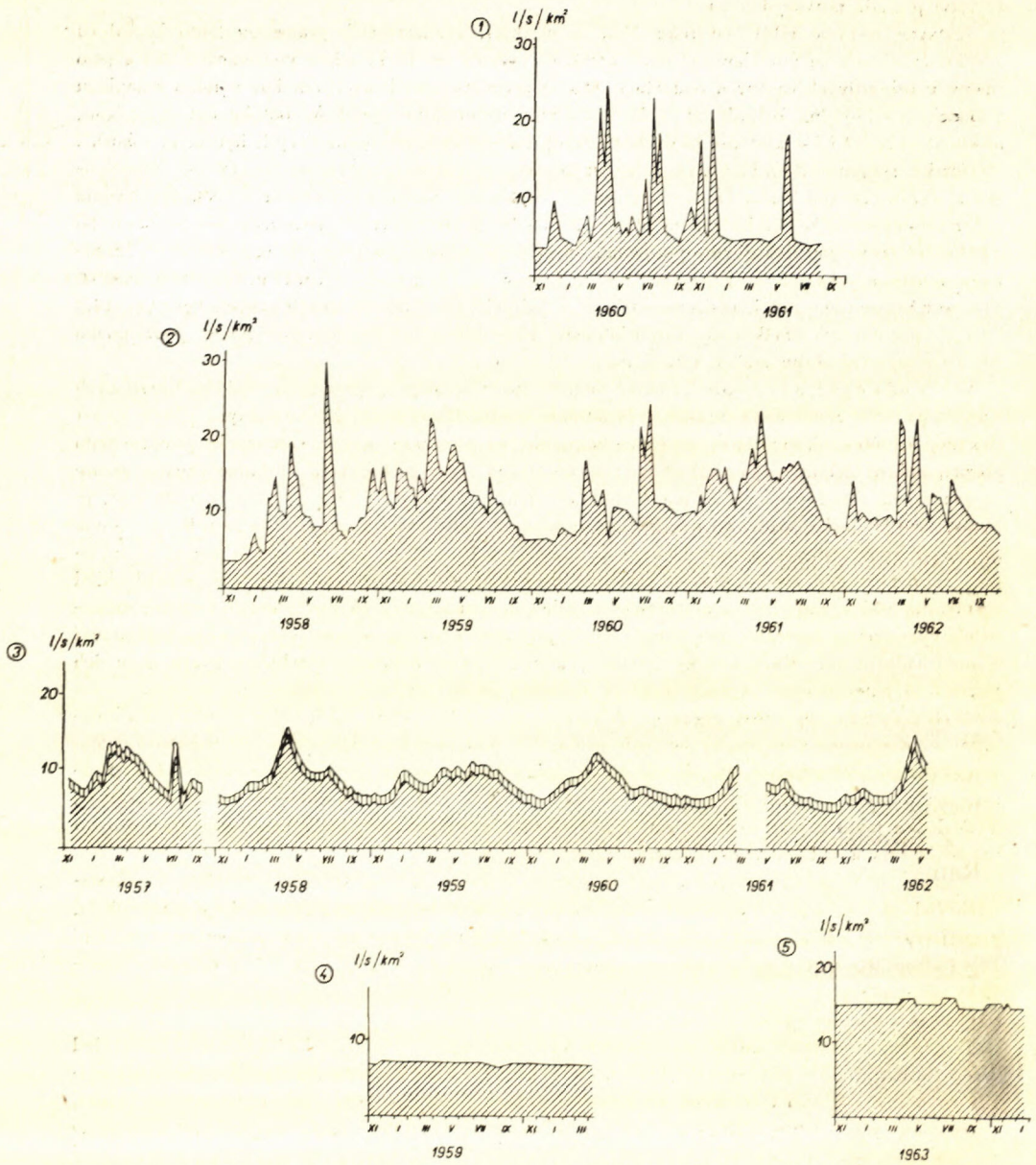
V roku 1963 sme túto zbernú oblasť študovali za účelom zistenia špecifických odtokov podzemných vôd, pričom detailné merania sa uskutočnili hlavne v minimálnom období (september 1963), kedy podzemný odtok tu činil 273,3 l/sek.; na základe tohto špecifický odtok podzemných vôd činí 14,4 l/s/km². Povrchový odtok z oblasti v súhlasnom období činil 115,9 l/sek. (čo predstavuje špecifický odtok povrchových vôd 4,4 l/s/km²), na ktorom sa podieľajú tiež zväčša podzemné vody vystupujúce vo vnútri komplexu.

Priemerný špecifický odtok podzemných vôd komplexu v hydrogeologickom roku 1963 bol 14,98 l/s/km² (minimálny 14,3 l/s/km², maximálny 15 l/s/km²) pri čiastočnom povrchovom špecifickom odtoku. V relácii s inými oblasťami (Žihľavník atď.) sú tieto hodnoty pomerne vysoké, podmienené popri dobrej infiltračnej schopnosti hornín aj vysokými zrážkovými úhrnmi a pomerne malým výparom.

Za oblasť, reprezentujúcu *dolomitové komplexy* a vhodnú pre zisťovanie odtoku podzemných vôd, sme vybrali priaznivú dolomitickú synklinálne uloženú kryhu

Časový priebeh zmien špecifických odtokov podzemných vôd vo vápencovo-dolomitických komplexoch

Zostavil E. Kullman (1958—1963)



1 — vápencovo-dolomitické komplexy Muránskej plošiny, 2 — kryha Žihlavníka v Strážovskej hornatine, 3 — vápencovo-dolomitická oblasť medzi Lošoncom a Kuchyňou v Malých Karpatoch, 4 — dolomitický komplex pri Závade v Inovci, 5 — čiastková synklinála dolomitov a vápencov medzi Harmancom a Čremošným vo Veľkej Fatre.

pri Závade v pohorí Inovca (12,8 km^2). Špecifický odtok podzemných vôd z tejto kryhy kolísal v zhodnocovacom období (1959, časť 1960 a 1962) od 5,39 do 9,1 l/s/km^2, prevažne 6—8 l/s/km^2 pri malom špecifickom odtoku povrchových vôd (0,6—1 l/s/km^2) a pri celkovom zrážkovom úhrne 889 mm (v hydrologickom roku 1959; bližšie K u l l m a n 1963, 1964).

Bilancia dynamických zásob podzemných vôd vápencovo-dolomitických oblastí

V zmysle načrtnutej metodiky (bližšie K u l l m a n 1964) urobili sme bilančné hodnotenie v niektorých pohoriach, resp. ich častiach. Tu uvediem výsledky z karbonatických, prevažne dolomitických komplexov v južnej časti Inovca a vápencovo-dolomitických komplexov krížňanskej a chočskej jednotky Malých Karpát.

V južnej časti Považského Inovca vystupuje rad od seba oddelených dolomitických a vápencovo-dolomitických komplexov, ktoré majú v mnohom blízke až zhodné podmienky (zhodný petrografický charakter hornín, málo rozdielne zrážkové pomery s dlhodobým priemerom 650—800 mm, zhodnú rastlinnú pokrývku). Preto tu možno využiť metódu analógie. Na základe získaných výsledkov o špecifických odtokoch podzemných vôd z dolomitového komplexu od Závady vo východnej časti pohoria sme bilančne zhodnotili ďalšie, prevažne dolomitické rozlohy, a to v oblasti Lúky n/Váhom, medzi Moravanmi a Koplotovcami a pri Radošine.

U najsevernejšieho dolomitového komplexu (chočskej jednotky) v oblasti Lúky n/Váhom, Hubiny, Starej Lehoty a Hrádku (plocha 33,4 km^2) odteká v prameňoch a do povrchových tokov celkom 105 l/sek. Na základe porovnania skutočného odtoku podzemných vôd s predpokladaným odtokom (197 l/sek.), podľa analógie s oblasťou Závady možno predpokladať, že v priemerných a suchých obdobiach cez 48 % (v obdobiach zvýšených výdatností ešte viac) podzemných vôd preniká priamo do kvartérnych a terciérnych sedimentov Považia, prípadne do ich podložných mezozoických súvrství.

Z južnejšieho dolomitového komplexu (rozloha 37,8 km^2; medzi Moravanmi, Ratnovcami, Jalšovým, Koplotovcami a Šalgovcami) celkový zistený odtok podzemných vôd v ustálenom bezzrážkovom období činí 48,5 l/sek. (predpoklad infiltr. vôd 222 l/sek.). Zhodným postupom možno predpokladať, že cez 75 % z celkového infiltrovaného množstva nevystupuje z komplexu na povrch, ale asi krasové vody prenikajú do terciérnych i kvartérnych sedimentov, azda aj do karbonátov v podloží doliny Váhu, prípadne do karbonátov nižšej jednotky vo vlastnom pohorí. V karbonatickom, prevažne dolomitickom komplexe Inovca S od Radošiny (plocha 19,7 km^2) zistený odtok podzemných vôd je prakticky zhodný s predpokladaným (predpoklad infiltr. cca 105—106 l/sek., skutočný výstup krasových vôd 97—98 l/sek.). Tieto výsledky sú v súlade s geologickými predpokladmi (bližšie pozri Kullman 1964).

V Malých Karpatoch bilancovanie dynamických zásob podzemných vôd takouto

metódou je možné v mohutnom komplexe karbonátov chočskej jednotky medzi Rohožníkom, Cerovou-Lieskovým a Trstínom, a to aplikáciou výsledkov zo susedného vápencovo-dolomitického komplexu medzi Kuchyňou a Lošoncom (hodnoteného z hľadiska špec. odtokov podzemných vôd v predchádzajúcej stati). Bližšie geologické a tektonické pomery oboch komplexov sú rozvedené v stati o Malých Karpatoch. Oba susedné komplexy majú v podstate zhodné klimatické podmienky s malými rozdielmi zrážkových úhrnov. Aj z hľadiska morfologického i vegetačného niet medzi nimi podstatných rozdielov a rovnako aj infiltračné možnosti sú zhruba zhodné (o niečo priaznivejšie medzi Rohožníkom, Cerovou-Lieskovým a Trstínom v dôsledku väčšej prevahy vápencov nad dolomitmi).

V bezzrážkovom suchom období októbra 1963 vystupovalo zo zhodnocovaného komplexu (medzi Rohožníkom a Trstínom) sumárne v prameňoch a do povrchových tokov cca 217 l/sek. podzemných vôd (z toho cca 152 l/sek. v sústredených výveroch), čo reprezentuje pri celkovej ploche infiltračnej oblasti (68,3 km²) špecifický odtok podzemných vôd cca 3,3 l/s/km². Zo susedného komplexu (medzi Kuchyňou a Lošoncom) o rozlohe 20,6 km² v súhlasnom období vystupovalo 113,24 l/sek. podzemných vôd, čo predstavuje špecifický odtok 5,45 l/s/km². Predpokladané straty z hodnoteného komplexu na základe analógie činia cca 140—150 l/sek. Vo vzťahu k celkovému predpokladanému infiltrovanému množstvu (cca 370 l/sek.) je to cca 40 %. Okrem toho je predpoklad strát z ďalších menších karbonátových rozlôh SZ od paleogénneho pruhu medzi Sološnicou a Bukovou.

Tieto výsledky získané v období malých výdatností sa opierajú o sústavné merania všetkých významných výverov oboch komplexov pracovníkmi HMÚ a o nesústavné opakované merania povrchových tokov autorom. Pre dokumentáciu uvediem výsledky za r. 1959 a 1960:

Hydrol. rok	Priemerný ročný špecifický odtok podzemných vôd*	
	komplex medzi Rohožníkom a Trstínom	komplex medzi Kuchyňou a Lošoncom
1959	4,14—4,3	7,77—8,86
1960	4,09—4,27	7,29—8,38

* Uvedený výkyv je ovplyvnený nesústavným meraním prírastkov a úbytkov do povrchových tokov (viď str. 22).

Výsledky v hodnotenom komplexe odpovedajú podmienkam vyplývajúcim z tektonickej stavby študovanej karbonatickej rozlohy. Zvodnený komplex, ležiaci na nepriepustnom podloží spodného triasu a upadajúci k SZ, je uťatý okrajovým zlomom, pozdĺž ktorého poklesol karbonatický komplex do značných hĺbok. Infiltrované vody majú predpoklad prenikania v smere generálneho sklonu jednak do kvartérnych a neogénnych sedimentov pozdĺž okrajového zlomu, ale hlavne do karbonátov pod terciérnymi sedimentami Záhorskej nížiny. Naznačujú to aj výsledky vrtných prác v Záhorskej nížine.

V oblasti Lakšárskej Novej Vsi boli narazené vo vrtoch artézske vody podložného mezozoika v hĺbke pod 1100—1200 m. Výsledky poukazujú na možnosť získania veľkého množstva vôd, lebo hydrogeologicky priaznivé mezozoikum ove-

rené vrtmi je až niekoľko 100 m mocné. Len z úseku triasových dolomitov v intervale 1898—1961 m vystupovalo 2,2 l/sek. termálnej vody o teplote 80 °C (na základe materiálov ústr. laboratória ČND Hodonín 1963).

Okrem spomínaných oblastí sú reálne možnosti bilancovania dynamických zásob krasových vôd týmto metodickým postupom aj v ďalších karbonatických súvrstviach pohorí Slovenska.

Zásoby krasových vôd a možnosti ich rozšírenia

V predchádzajúcom náčrte hlavných problémov krasových vôd sme podali obraz o rozložení vápencovo-dolomitických komplexov, režime, zásobách i o špecifických odtokoch ich krasových vôd. Z tohto hodnotenia možno urobiť určité závery. K povrchu vystupujúce, hydrogeologicky priaznivé vápencovo-dolomitické komplexy zaberajú plochu cca 3280 km^2. Usudzujúc z výsledkov priemerných špecifických odtokov podzemných vôd v jednotlivých karbonatických komplexoch mezozoika a paleozoika v rade pohorí, môžeme vzhľadom na ich celkové rozloženie predpokladať v nich špecifický odtok podzemných vôd okolo cca 8—10 l/s/km^2. Z toho vyplýva, že v karbonátoch mezozoika a paleozoika Slovenska cirkuluje zhruba 26,2—32,8 m^3/sek. podzemných vôd popri vodách z ďalších karbonátov, nevystupujúcich k povrchu, ale drenujúcich vody mladších súvrství (napr. neovulkanitov), resp. vôd prenikajúcich do karbonátov z priľahlých zberných oblastí. Časť týchto vôd vystupuje k povrchu a časť sa podieľa na hlbinnej cirkulácii, dotujúc naše minerálne (hlavne termálne) pramene. Z tohto množstva len v evidovaných prameňoch Slovenska vystupuje k povrchu cca 0,5 m^3/sek. termálnych vôd (F r a n k o 1964).

Porovnaním s plánovanou spotrebou pitných vôd v priemere 3,32 l/s/1000 obyv. (D u b 1961), celková perspekt. potreba Slovenska pri 4,300.000 obyvateľov je 14.20 m^3/sek. Z toho vyplýva, že dynamické zásoby podzemných vôd v hydrogeologicky priaznivých karbonátoch dosahujú dvojnásobok potreby všetkých pitných vôd Slovenska. V skutočnosti z tohto množstva možno využívať iba časť v dôsledku nesústredených výverov, výverov do povrchových tokov, z ekonomického hľadiska atď. V oblastiach s krasovými vodami odteká však ešte veľká časť ich dynamických zásob v rade pohorí vo využiteľných sústredených, dosiaľ neexploatovaných výveroch (Muránska plošina, Nízke Tatry).

Pri ďalšom využívaní zásob krasových vôd sa treba orientovať na rezervy u exploatovaných zdrojov, na zdroje dosiaľ neexploatovaných, na odkrývanie skrytých zdrojov (hlavne prestupujúcich do vodných tokov), prípadne na zachytávania krasových vôd, prestupujúcich do mladších sedimentov nížin a kotlín v úsekoch prestupu.

Druhou cestou, ktorej reálnosť sa hodnotí v súčasnosti, je riešenie nezávislosti odberu na výkyvoch výdatnosti jednotlivých prameňov (rozpracované na GÚDŠ v r. 1963—64 v oblasti Muránskej plošiny). Spočíva vo využití nielen dynamic-

kých, ale aj statických zásob vôd krasových nádrží, aby sa tak zabezpečil rovnomerný odber. Doterajšie poznatky zatiaľ neumožňujú vyjadriť konkrétnejšie prognózy v tomto smere. Sú tu však reálne perspektívy aj touto formou lepšie využívať krasové vody. Napríklad iba v JV časti Muránskej plošiny, tvoriacej nádrž krasových vôd, sumárna výdatnosť kolíše od 250 do 2560 l/sek. (Kullman 1961), pričom pri súčasných možnostiach dá sa počítať pri využití iba s hodnotou minima.

Záverom tejto práce ďakujem pracovníkom Hydrometeorologického ústavu v Bratislave, hlavne s. Kolárovi a Živorovi za ochotné poskytnutie potrebných materiálov o sústavných meraniach prameňov HMÚ, ktoré tvorili podstatnú časť podkladov k tejto práci.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1936: Zpráva o podrobném geologickém výskumu území vrcholového tunelu, projektované hlavné dráhy Banská Bystrica—Diviaky. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1950: Zpráva o geologickom výskume druhohornej pokryvky rudonosných formácií severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria a jej bezprostredného podložia s ohľadom na možnosť pokračovania rudných žíl pod druhohorami. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Benešová, Chmelík, Květ, Kozel, Marušiak, Pícha, Uhman, 1963: Opěrná vrtba VLACHY 1. Práce výzkumného ústavu ČND Praha. — [4] Buday T. a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 Wien—Bratislava, Bratislava. — [5] Buday T. a kol., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 Gottwaldov. Praha. — [6] Bujalka P., 1960: Hydrogeologické posúdenie prameňa „Teplička" v Čachticiach. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muráňska plošina). Geologické práce, Zošit 56, Bratislava. — [8] Dub O., 1961: Vodné hospodárstvo. Dočasné vysokoškolské učebnice, zväzok 467, Bratislava. — [9] Franko O., 1964: Problematika výskumu termálnych vôd Slovenska. Geologické práce, Zprávy 32, Bratislava. — [10] Fusán O. a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 — Rimavská Sobota, Bratislava 1962. — [11] Fusán O. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000 — Vysoké Tatry. Bratislava. — [12] Ilavský—Červeňová, 1952: Geologické štúdie na západnom svahu Veľkej Fatry. Geologické práce, Zošit 30, Bratislava. — [13] Kullman E., 1954: Zpráva o hydrogeologickom výskume Stratenskej hornatiny. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Kullman E., 1956: Záverečná zpráva o hydrogeologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy Trenčín. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [15] Kullman E., 1957: Zpráva o hydrogeologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy Bratislava. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [16] Kullman E., 1961: Vápencovodolomitické komplexy a ich vzťah k podzemným vodám. Geologické práce, Zprávy 22, Bratislava. — [17] Kullman E., 1961: Vplyv geologických pomerov na podzemný odtok. Rukopis; archív stav. fakulty SVŠT, Bratislava. — [18] Kullman E. — Hanzel Vl., 1963: Výskum hydrogeologických vzťahov mezozoických súvrství Slovenska k priľahlým nížinám (ročná zpráva za rok 1962). Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [19] Kullman E., 1962: Hydrogeologické pomery na liste Revúca 1:50 000. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [20] Kullman E., 1963: Špecifické odtoky podzemných vôd Záp. Karpat a možnosti ich využitia pre riešenie základných hydrogeologických otázok. Sborník geologických věd — řada hydrogeologie a inženýrské geologie (HIG), in lit. — [21] Kullman E., 1963: Hydrogeologické pomery na liste Dobšiná 1:50 000. Ruko-

pis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [22] Kullman E., 1963: Hydrogeologické pomery na liste Hranovnica 1:50 000. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [23] Kullman E., 1964: Bilancia podzemných vôd južnej časti Považského Inovca. Geologické práce, zprávy 31, Bratislava. — [24] Lukniš M. — Plesník P., 1961: Nížiny, kotliny, pohoria Slovenska. Osveta, Bratislava. — [25] Maheľ M., 1946: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. — Práce ŠGÚ, Bratislava. — [26] Maheľ M., 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce ŠGÚ, Bratislava. — [27] Maheľ M., 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce ŠGÚ, zošit 27, Bratislava. — [28] Maheľ M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geolog. práce, Zošit 47, Bratislava. — [29] Maheľ M. a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 — Žilina. Bratislava. — [30] Orvan J., 1960: O pôvode minerálnych vôd v Šafárikove. Geologické práce, Zprávy 17, Bratislava. — [31] *Vodohospodárske rozvojové stredisko, Bratislava,* 1957: Zoznam evidovaných prameňov.

EUGEN KULLMAN

KARSTGEWÄSSER IN DER SLOWAKEI UND DEREN HYDROGEOLOGISCHE DURCHFORSCHUNG

Die Karstgrundwässer stellen neben den Grundwässern aus den quartären Ablagerungen die wichtigste Wasserquelle der Slowakei dar. Sie sind an die Kerngebirge und an das Zips-Gömörer Erzgebirge gebunden. Der Flächenausmass deren kalkdolomitischen Komplexe des Mesozoikum und Paläozoikum beträgt etwa 3280 Km^2.

In den wesentlichen Fragen über das Regime der Karstgewässer akzeptiert der Autor — auf Grund seiner Erkenntnisse aus den Karstgebieten der Slowakei — die Ansicht Kruber's, der die Gültigkeit beider bisher diskutierten Theorien über das Karstgewässer-Regime (die des Grund's und Katzer's) anerkennt. Gleichzeitig führt er Beispiele an, die in einigen Gebieten mit der Grund's, in anderen wiederum mit der Katzer's Theorie im Einklang sind, bzw. auch Gebiete, wo die Kombination beider Theorien zur Geltung kommt.

Dann beschäftigt sich der Verfasser mit Karstgrundwässern im allgemeinen, gibt ihre Übersicht und Charakteristik in den wichtigsten Quellengebieten der kalk-dolomitischen Komplexe in einzelnen Gebirgen an (Kleine Karpaten, Inovec, Strážovská hornatina, Gross und Kleinfatra, Muránska plošina, Galmus, Stratenská hornatina und Südslowakischer Karst). In diesem Zusammenhang beschäftigt sich er mit dem Regime dieser Wässer, ihren Aufstiegswegen, Durchflüssen in die oberflächlichen Flüsse, bzw. unter die jüngeren Schichten der Niederungen und Täler.

Zu den wichtigen Problemen in diesem Zusammenhang gehört die *Bilanzierung der Karstgrundwässervorräte* in einzelnen Komplexen. Da uns jedoch die Werte des Bodendunstes und der Transpiration in so komplizierten Infiltrationsbedingungen, wie sie in Karstgebieten herrschen, nicht bekannt sind, kann man diese Probleme mit Hilfe der üblichen Bilanzformel nicht lösen. Deshalb hatte der Verfasser für die Bilanzierung der Wässer in karbonatischen Komplexen eigene Methodik ausgearbeitet. Sie beruht auf der Erkennung der spezifischen Grundwässerabflüsse in den schollenartig lagernden Komplexen und Anwendung dieser Werte (auf Grund des Analogie-Prinzipes) bei den Bilanzgleichungen für die geologisch und hydrogeologisch komplizierten karbonatischen Komplexe. Solche Methode kann dank den spezifischen tektonischen Verhältnissen in karbonatischen Komplexen der Westkarpaten (d. h. Nebeneinanderauftreten der schollenartig lagernden karbonatischen und anderen unter die jüngere tertiäre und quartäre Ausfüllung der Niederungen und Kessel tauchenden Schichtfolgen, mit gleichen, oder ähnlichen klimatischen und anderen Bedingungen, bzw. mit den unter diese Ausfüllung, event. in benachbarten Komplexe gelangten Karstgrundwäseren) angewandt werden. Zu diesem Zweck hat man zahlreiche Bestimmungen der

spezifischen Grundwässerabflüsse aus den Karstkomplexen und Verfolgung deren zeitlichen Veränderung durchgeführt.

Die festgestellten durchschnittlichen jährlichen (hydrogeologisches Jahr) spezifischen Grundwasserabflüsse in den karbonatischen Komplexen sind wie folgt:

a) *Gebiete mit Überlegenheit der Kalke* — Muráň-Plateau — über 7,5 L/sec./Km² bei jährlicher durchschnittlicher Niederschlagsmenge von 1041 mm (im J. 1960);

b) *kalk-dolomitische Komplexe:* Kleine Karpaten 7,7—8,8 L/sec./Km² (im J. 1959; 7,3—8,3 L/sec./Km²; im J. 1960); Strážovská hornatina 9,2—14,2 (für J. 1955—1962) bei der jährlichen Niederschlagsmenge zwischen 605—909 mm; Grossfatra 14—15 L/sec./Km² (J. 1963);

c) *dolomitische Komplexe:* Inovec 5,39—8,1 (für hydrogeol. Jahr 1959, zum Teil 1960 und 1962) bei der jährlichen Niederschlagsmenge von 889 mm (im. J. 1959).

Auf Grund der festgestellten spezifischen Abflüsse wurde die Bilanzierung der Grundwässer in karbonatischen, tektonisch komplizierten Komplexen im südlichen Teil des Inovec-Gebirges und in den Kleinen Karpaten durchgeführt. Dadurch verfolgte man den Zweck den Abfluss der Karstgrundwässer unter bzw. in die jüngeren tertiären und quartären Ablagerungen in den Niederungen und Tälern festzustellen.

In den südlichen Teilen des Gebirges Považský Inovec wurden beträchtliche Verluste an infiltrierten Wässern in den dem Waagtal zugeneigten Schichten festgestellt. Man darf wohl annehmen, dass diese Verluste durch Abfluss der infiltrierten Wässer in quartäre, bzw. tertiäre Ablagerungen des Waagtales, oder in die liegenden karbonatischen Komplexe, die unter die jüngeren Ablagerungen der Donautiefebene tauchen, verursacht sind. Im nördlicheren Dolomit-Komplexe bei Lúky nad Váhom (33,44 Km²) machen die vorausgesetzten Verluste der infiltrierten Menge etwa 48 %, der im südlicheren Komplexe zwischen Moravany und Koplotovce bis zu 75 % (vorausgesetzte infiltrierte Menge 222 L/sec., Ausgiebigkeit 48,5 L/sec.). Auf ähnliche Art wurde auch der kalk-dolomitische Komplex in den Kleinen Karpaten zwischen Rohožník und Trstiná ausgewertet, und zwar auf Grund der Werte des spezifischen Grundwasserabflusses im benachbarten karbonatischen Gebiet zwischen Kuchyňa und Lošonc (ohne Wasserverluste). Mit Hilfe dieser Methode hat man über 40 % hohen Verlust der infiltrierten Wassermengen feststellen können; sie flossen in die Schichten der Niederung Záhorská nížina, wo mit Hilfe der Bohrungen (in den liegenden Schichten) beträchtliche Mengen der thermalen Karstgrundwässer festgestellt wurden.

In den Schlusskapiteln beschäftigt sich der Autor mit den Karstgrundwasservorräten und Möglichkeiten ihrer weiteren Ausnützung. Aus den errechneten spesifischen Grundwasserabflüssen in verschiedenen westkarpatischen Gebirgen (mit Rücksicht auf die Gesamtfläche der karbonatischen Komplexe von 3280 Km²) ergibt sich der durchschnittliche spezifische Grundwasserabfluss (aus diesen Komplexen) von 8—10 L/sec./Km². In den hydrogeologisch günstigen Karbonatschichten des Mesozoikeum und Paläozoikum kreist insgesamt etwa 26,2—32,8 m³/sec. Grundwasser neben den durch die hangenden Komplexe sekundär infiltrierten Karstgrundwassermengen.

Begreiflicherweise kann man nicht alle diesen dynamischen (zirkulierenden) Wasservorräte ausnützen. Trotzdem aber bleibt eine ganze Menge der Karstgrundwässer unausgenützt. Neben diesen Reserven bleiben noch weitere Quellen überhaupt nicht ausgenützt; daneben auch die in die oberflächlichen Flüsse infiltrierten Karstgrundwässer (bzw. an der Grenze mit benachbarten Schichtfolgen) bieten eine Möglichkeit noch weitere Karstgrundwassermengen zu sichern.

Im Abschluss der Arbeit wird die Möglichkeit der weiteren Ausnützung der statischen Grundwasservorräte zwecks Sicherung der gleimässigen Abnahme des Wassers besonders bei den Karstgrundwasserquellen mit sehr grossen Unterschieden zwischen der maximalen und minimalen Ausgiebigkeit erörtert. So z. B. im Karstgrundwasserbehälter von Muráň (wo derzeit der Autor diese Problematik verfolgt), schwankt die Gesamtmenge der Grundwasserquellen sogar zwischen 250 und 2560 L/sec.

S. GAZDA—E. KULLMAN

HYDROGEOCHÉMIA PODZEMNÝCH VÔD VÁPENCOVO-DOLOMITICKÝCH KOMPLEXOV MEZOZOIKA ZÁPADNÝCH KARPÁT

Hydrogeologicky najvýznamnejšími komplexami Západných Karpát sú vápencovo-dolomitické súvrstvia mezozoika, na ktoré je viazaná prevažná časť vodárensky významných zásob podzemných vôd. V dôsledku zložitej geologickej a tektonickej stavby týchto komplexov je v mnohých prípadoch veľmi zložitý i režim ich podzemných vôd. Pre bližšie poznanie tohto režimu sa využíva rad výskumných metód, založených na rozličných princípoch. Hlavne v zahraničí sa využívajú rôzne druhy „stopovačov" pre objasnenie režimu, vzájomnej spojitosti a rýchlosti prúdenia podzemných vôd. Väčšina týchto metód sa hodí iba pre štúdium hydrogeologických, resp. hydraulických otázok režimu podzemných vôd. V hydrogeologickej praxi je však často (napr. pre spresnenie poznatkov o geologických pomeroch, prospekčné otázky atď.) dôležitejšie poznať prostredie, s ktorým sa dostávajú podzemné vody do styku pri svojom prestupe horninami. Avšak tejto problematike sa venovala doteraz len malá pozornosť.

Styk infiltrovaných vôd s rozdielnym geologickým prostredím odráža sa v zmenách ich chemizmu, intenzita ktorých je podmienená rozdielmi medzi mineralogicko-chemickým charakterom prostredí, ktorými podzemné vody prestupujú, resp. s ktorými prichádzajú (v nadloží, resp. v podloží) počas obehu do styku. Z tohto hľadiska sledovali sme rad rokov podzemné vody vápencovo-dolomitických komplexov mezozoika Slovenska. Všímali sme si ich základný chemizmus a študovali jeho zmeny vyvolané vplyvom nepriepustného nadložia a podložia (werfen, keuper, neokom), resp. oxydačných zón sulfidických zrudnení, alebo akumulácií nerudných surovín (hlavne sadrovca).

Základný chemizmus podzemných vôd vápencovo-dolomitických komplexov mezozoika

Chemizmus podzemných vôd vápencovo-dolomitických komplexov je podmienený predovšetkým ich mineralogickým zložením. Hlavnými minerálmi týchto súvrství sú *kalcit* (menej aragonit) a *dolomit;* dominujúce postavenie v soľnom obsahu vôd (80 mval %) zaujíma preto kalcium-bikarbonátová, resp. kalcium-magnézium-bikarbonátová zložka ako dôsledok rozpúšťania kalcitu, resp. dolomitu za účasti CO_2.

Rozpustnosť jednotlivých modifikácií $CaCO_3$ (kalcit, aragonit, amorfný $CaCO_3$) v destilovanej vode zbavenej CO_2 je nepatrná; pri 25 °C sa pohybuje od 14,33 (kalcit) do 15,28 mg/l (aragonit) a so zvyšujúcou sa teplotou mierne vzrastá (S c h e l l e r 1962). Prítomnosť iných iónov vo vode zvyšuje rozpustnosť $CaCO_3$ (napr. vo vode obsahujúcej 600 mg NaCl/l je zhruba dvojnásobná ako v destilovanej vode). Rovnako pôsobí aj prítomnosť CO_2. Pri parciálnom tlaku 0,0003 atm. (čo odpovedá obsahu 0,3 obj. % CO_2 v atmosfére) a teplote 25 °C rozpúšťa sa 20 mg/l (F r e a r — J o h n s t o n 1929). Voda nasýtená CO_2 pri parciálnom tlaku 0,1 atm. je už výborným rozpúšťadlom karbonatických hornín. Mechanizmus jej pôsobenia je zložitý (S c h o e l l e r 1962). Rozpustnosť dolomitu (pri nízkych parciálnych tlakoch CO_2) je o niečo väčšia ako kalcitu.

Ako vedľajšia prímes býva prítomná pestrá zmes minerálov rôzneho zloženia a pôvodu.

Prakticky vždy prítomný *sadrovec* (menej anhydrit, resp. celestýn) vyluhovaním poskytuje ión SO_4^{-2}, ktorého obsah v neovplyvnených vodách vápencov a dolomitov zriedka prekračuje 25 mg/l. Priemerný obsah síranov analyzovaných vôd Veľkej Fatry, Muránskej plošiny, Inovca a Galmusu kolíše od 15,0 do 24,85 mg/l.

Ak *pelitická prímes ílovitých minerálov* (prevažne ilit, menej montmorilonit, resp. kaolinit) presahuje 10 %, označujeme takéto vápence ako ílovité, resp. slienité. Ich hydrogeologické vlastnosti sú podstatne menej priaznivé a môžu vytvoriť pre obeh podzemných vôd až nepriepustné prostredie. Prítomnosť ílovitých minerálov prejavuje sa v chemizme zvýšením obsahu alkálií ako dôsledok iontovýmenných reakcií.

Častý je výskyt voľného SiO_2 (opál, chalcedón, kvarcín vznikajúce počas diagenézy, resp. epigenézy; klastický kremeň vo forme piesčitých, resp. siltových zŕn atď.). Rozpustnosť jednot. foriem SiO_2 je rozdielna. Všeobecne kryštalické formy SiO_2 sú podstatne menej rozpustné než amorfné formy SiO_2 (K r a u s k o p f 1956). Obsah SiO_2 vo vodách vápencov a dolomitov je nízky — prevažne kolíše okolo 10 mg/l, iba zriedkavo presahuje 20 mg/l (W h i t e — H e m — W a r i n g 1963).

Autigénny *pyrit* vo väčších množstvách je prítomný hlavne v karbonátoch s podstatnejším podielom organických látok. Jeho oxydácia v podmienkach nehlbokého

obehu podzemných vôd môže byť malým zdrojom síranov. Touto oxydáciou vznikajúci $Fe_2(SO_4)_3$ ľahko hydrolyzuje [vznikajúci $Fe(OH)_3$ je nepatrne rozpustný, preto vo vodách vápencov a dolomitov sú prítomné iba stopové obsahy Fe; vyšší obsah iba za prítomnosti väčších množstievCO_2]. Súčasne vzniká voľná kyselina sírová, ktorá energicky atakuje okolité prostredie za vzniku $CaSO_4$ (resp. $MgSO_4$), ktorý prechádza do vodných roztokov.

Z ostatných bežných minerálov (siderit, ankerit, glaukonit atď.) spomenieme *autigénne živce* (hlavne albit, ortoklas, oligoklas, andezín) ako zdroj alkálií, resp. SiO_2. Ich výskyt sa považuje za charakteristický znak morskej sedimentácie (P e t r á n e k 1963).

Všetky naznačené procesy (rozpúšťanie, oxydácia, hydrolýza), prebiehajúce na fázovom rozhraní *vápence (dolomity) — voda* sú ovplyvňované hydrogeologickými vlastnosťami hornín, hlavne priepustnosťou a z nej vyplývajúcou rýchlosťou a charakterom prúdenia podzemných vôd.

Vo vápencovo-dolomitických komplexoch stretávame sa s dvoma typmi režimu podzemných vôd: režim *puklinový* v neskrasovatených súvrstviach (dolomity, slienité vápence) a *puklinovo-krasových až krasových vôd* (vápence). Rýchlosť obehu v krasových režimoch je značne väčšia. Pre pomerne krátky styk vody s horninovými minerálmi rozpúšťacie reakcie na fázovom rozhraní nemajú možnosť dospieť do štádia rovnovážneho nasýtenia. Pôsobenie vody je viac mechanické ako fyzikálno-chemické. Odráža sa to v pomerne nízkych hodnotách mineralizácie krasových vôd a v častej prítomnosti agresívneho CO_2. Typickým príkladom sú podzemné vody Muránskej planiny (tab. 1). Ich mineralizácia kolíše okolo 0,25 až 0,35 g/l, obsah agresívneho CO_2 presahuje často i 10 mg/l. Naproti tomu puklinové obehy s pomalším, pomerne vyrovnaným prúdením majú mineralizáciu vyššiu a prakticky sú bez agresívneho CO_2. Príkladom sú podzemné vody Malých Karpát s mineralizáciou 0,3—0,6 g/l (tab. 1). Rozsah mineralizácie je podmienený dĺžkou kontaktu vody s horninovým prostredím. Plytké nehlboké obehy majú nižšiu mineralizáciu ako hlbšie obehy a je u nich možnosť výskytu i agresívneho CO_2.

Ako príklad uvádzame v tab. 6 vzrast mineralizácie infiltrovaných zrážkových vôd pri ich prestupe tým istým vápencovo-dolomitickým komplexom (Žihľavník). Jednoduchá geologická stavba s väčším množstvom prameňov vyvierajúcich z toho istého komplexu v rôznej nadmorskej výške umožňuje štúdium postupného obohacovania zrážkových vôd minerálnymi látkami. Najvyššie položený prameň (660 m n. m.) podmienený úzkym pruhom lunzských vrstiev má najnižšiu mineralizáciu a prítomnosť agresívneho CO_2. Ďalšie pramene ležiace nižšie, prevažne na styku alebo blízko styku s podložím, majú zvýšenú mineralizáciu s maximom v prameňoch „Vrchovište" a „Pri mlyne" (270—300 m n. m.). Značný rozptyl koeficienta Mg/Ca poukazuje na faciálnu pestrosť študovaného komplexu. Mineralizácia najviac vzrastá v počiatočnej fáze prestupu vôd karbonátmi.

Hlboké obehy (vody narazené vrtmi v mezozoickom podloží vnútorných kotlín) vôd vo vápencovo-dolimitických komplexoch vyznačujú sa popri zvýšenej teplote i podstatným vzrastom mineralizácie (nad 1 g/l), rovnako ako v prípade, keď sa

podzemné vody dostávajú do styku s CO_2 privádzaným po zlomoch z hlbších partií zemskej kôry.

Významnou charakterizačnou hodnotou chemizmu vôd z vápencovo-dolomitických komplexov je *koeficient Mg/Ca;* tento pomer výstižne indikuje účasť vápencov, dolomitických vápencov, poťažne dolomitov na formovaní chemizmu vôd, cirkulujúcich v danom mezozoickom súvrství. Vody geneticky viazané na prakticky čisté vápence majú koeficient prevažne hlboko pod 0,1 (pozri tab. 1). U vôd dolomitických vápencov, resp. vôd zmiešaných obehov kolíše pomer Mg/Ca v intervale 0,1—0,7 v závislosti od stupňa dolomitizácie vápencov, resp. dĺžky a intenzity styku vôd vápencov s dolomitmi alebo naopak. Pri rozpúšťaní dolomitu súčasne prechádza do vôd jedna molekula $CaCO_3$ a jedna molekula $MgCO_3$. Teoreticky by teda mali mať vody dolomitov hodnoty pomeru Mg/Ca blízke 1,0 (pozri príklady v tab. 2). Väčšina vôd z dolomitov má však hodnotu koeficientu Mg/Ca nižšiu ako 1,0, výnimočne, pri neúplnej dolomitizácii klesá až pod 0,7. Vody dolomitov majú v priemere o niečo vyššiu mineralizáciu ako vody vápencov (pre vody vápencov 0,37 mg/l, pre vody dolomitov 0,42 mg/l). Vyplýva to zo spomenutej už vyššej rozpustnosti dolomitu oproti kalcitu v podmienkach normálnych pT. I v dolomitoch sa však stretávame s nízkomineralizovanými vodami (pod 0,3 g/l) z plytkých, prevažne sutinových, resp. sutinovo-puklinových obehov (napr. z Veľkej Fatry; tab. 2).

Vzrast koeficienta Mg/Ca v závislosti od rastúcej úlohy dolomitov pri formovaní chemizmu uvádzame v tab. 3 na príklade vôd z Muránskej plošiny. Vody neovplyvnených vápencových obehov majú hodnoty Mg/Ca pod 0,05. Výskyt polôh hniezd, resp. šošoviek dolomitov v triasových vápencov sa prejavuje vzrastom koeficientu Mg/Ca nad 0,1. Najvyšších hodnôt (nad 0,2) dosahujú vody vápencov, ktoré sú v dlhšom styku s podložnými dolomitmi, resp. vody prameňov, ktorých predpokladané infiltračné oblasti sú v značnej miere tvorené dolomitmi. Príklady obehov s rôznym ovplyňovaním dolomitmi nachádzame i v Strážovskej hornatine, Malých Karpatoch, Inovci, Galmuse atď.

Doterajšie naše úvahy vychádzali z príkladov (tab. 1, 2, 3), u ktorých litologický charakter a geologická stavba prostredia obehu podzemných vôd sú v súlade s ich odrazom v chemizme. V praxi sme často mohli vhodne aplikovať tieto úvahy na sporné prípady výstupov podzemných vôd v geologicky nejasných, resp. komplikovaných pomeroch.

Ako príklad uvedieme vyvieračku „Teplička" v obci Čachtice, zachytenú studňami s maximálne čerpateľným množstvom 165 l/s (Bujalka 1960). Vyviera zo svetlých triasových vápencov nedzovského typu. Celú infiltračnú oblasť od Trenčianskych Bohuslavíc až po Čachtice budujú vápence s ojedinelými malými rozlohami dolomitov. Na základe tejto geologickej situácie dal sa očakávať chemizmus typický pre vody vápencov, resp. nepatrne ovplyvnený dolomitmi. Zistená hodnota koeficienta Mg/Ca (0,76—0,77) poukazuje však na to, že hlavným prostredím formovania chemizmu vôd prameňa sú prakticky čisté dolomity. To nás vedie k predpokladu, že vody prechádzajú hlavne cez podložné triasové dolomity, nevystupujúce v predmetnom území na povrch. Počas konečného výstupu cez vápence sa voda čiastočne metamorfuje pribratím Ca (rozpúšťaním vápencov, resp. určitým zmiešaním s vodami vápencov), čím sa koeficient Mg/Ca trochu zníži.

Tab. 1 **Základné parametre chemizmu vôd čistých vápencov**

	č.	lokalita	stratigrafia	Tvo/Tvz	Q	pH	celková mineral.	Mg/Ca	síran. salinita	A_2	agresivita
Malé Karpaty	1	pr. 2 km SZ od Dolných Orešan	slienité a rohovcové vápence spod. jury malokarpat. série obalovej jednotky	9,8/21	4,3	6,7	410,2	0,051	10,4	85,3	0
	2	pr. 500 m JZ od Smoleníc	rohovcové hľuznaté a celistvé vápence jury. Vysocká séria križňanskej jednotky	10/18	0,5	6,5	524,9	0,093	12,1	83,6	0
	3	v strede obec Smolenice		10,5/30	5,95	6,65	523,3	0,082	13,2	83,2	0
Tribeč	4*	„Svoradov pr" cca 1100 m S od k. Zobor	vápence aptu trib. obal. série	10,5/15	—	6,9	544,0	0,1	12,0	88,0	0
Inovec	5	pr. cca 4 km SZ od Radošiny	vápence jury inoveckej série obalovej jednotky	9,5/18	0,36	6,8	523,2	0,099	12,7	85,4	0
Veľká Fatra	6	pr. 250 m JJV od k. Kráľ. Studňa	slienité vápence neokomu krížňanskej jednotky	9,2/17,8	0,04	7,0	236,7	0,044	6,7	90,0	++
	7	skupina pr. 750 m SZ od k. Krížna		4,8/13,8	13,0	7,1	208,7	0,05	7,5	88,3	+
	8	skupina pr. vo vrchnej časti doliny Dolné Veterné		4,5/14,5	0,6	7,2	211,9	0,094	6,1	90,5	+
Muránska planina	9	pr. JZ 500 m od k. 950 m pr.	biele vápence stredného triasu príkrovu gemeríd	5,7/21	0,7	7,2	262,0	0,007	9,5	88,4	++
	10	pri hájovni Studňa		6/16,5	0,1	7,3	310,3	0,016	5,3	92,0	+
	11	pr. 1 km J od hájovne Lopušná		5,8/21,8	1,0	7,0	304,0	0,012	7,7	90,2	+

Poznámka: Tvo, Tvz — teplota vody, resp. vzduchu v °C; Q — výdatnosť v l/s; celk. mineralizácia v mg/l; koeficient Mg/Ca počítaný z mval-obsahov Ca a Mg; síranová salinita — % zastúpenie síranov alkálií a alk. zemín v soľnom obsahu vody; A_2 — % zastúpenie kalcium(magnézium)-bikarbonátovej zložky v soľnom odhadu vody; agresivita: označenie ++ znamená obsah agr. CO_2 nad 5 mg/l, označenie + znamená obsah agr. CO_2 pod 5 mg/l.

Uvedené označovanie základných parametrov chemizmu je zachovávané aj v ďalších tabuľkách.

* analýza prevzatá z Květ—Michalíček (1960).

Tab. 2 **Základné parametre chemizmu vôd čistých dolomitov**

	č.	lokalita	stratigrafia	Tvo/Tvz	Q	pH	Celková mineralizácia	Mg/Ca	síran. salinita	A_2	agresivita
Malé Karpaty	1	pr. 1 km J od Košarísk	dolomity chočskej jednotky	9/31,5	6,25	6,8	491,0	0,87	9,3	89,5	0
	2	pr. „Pod Ostriežom"	svetlosivé dolomity								
		1 km J od Brezovej	chočskej jednotky	10,5/26	2,4	7,3	488,3	1,17	12,5	85,6	0
	3	pr. cca 500 m SSZ od Dol. Lopašova	dolomity chočskej jednotky	10,8/18	4,0	6,65	462,9	1,0	13,2	84,5	0
Inovec	4	pr. na V okraji obce Lúka n/Váhom	dolomity stredného až vrchného triasu chočskej jednotky	11,8/25	56,7	7,0	431,8	0,88	9,5	86,5	0
	5	pr. z dolomitového okna nad osadou Nové Mlyny		9,8/25	0,1	7,1	552,6	0,86	7,6	90,9	0
	6	Záhrady, nezachytený pr.		5,8/5,4	0,2	7,1	562,2	0,78	5,6	92,7	0
Strážovská hornatina	7	Uhorské Podhradie, pr. v obci	dolomity stredného až vrchného triasu chočskej jednotky	9,7/16	2,0—3,0	7,0	538,8	0,79	2,9	94,2	0
	8	Domanižská Lehota, skupina pr. pod kótou „Veľká Hlava"		8,4/9,7	0,34	7,0	403,4	0,89	5,6	92,7	0
	9	Predvricko		8,4/8,2	0,3	7,2	402,3	0,9	7,9	90,1	0
Žiar	10	Remata, pr. 2 km JZ od k. 826,0	dolomity chočskej jednotky	9,6/15,8	0,4	7,2	412,3	0,9	4,1	92,2	0
Veľká Fatra	11	zachytený pr. 400 m JV od Folkušovej		9,7/21	1,5	6,7	459,7	0,84	4,2	94,0	0
	12	pr. cca 700 m SZ od k. Smrekov (1413,5)	dolomity stredného až vrchného triasu chočskej jednotky	5,3/11,8	0,3—0,5	7,1	295,8	1,0	8,6	88,9	+
	13	pr. v hornej časti Vlkanovej doliny		6/12	3,0—4,0	7,1	244,8	1,0	11,2	86,1	+
	14	pr. v hornej časti Skalnej doliny		5,4/17	0,3—0,5	7,2	270,1	0,92	8,2	89,0	+
	15	pr. v strednej časti Blatnickej doliny pri hájovni		7/21	8,0—10,0	7,0	313,1	0,84	10,4	87,5	0

Tab. 3 **Rastúca úloha dolomitov na formovaní chemzimu vôd vápencov na príklade Muránskej planiny**

č.	lokalita	stratigrafia	Tvo/Tvz	Q	pH	Celková mineralizácia	Mg/Ca	síran. salinita	A_2	agresivita
1	pr. 500 m JV od kóty 950,0		5,7/21	0,7	7,2	262,0	0,007	9,5	88,4	++
2	pr. 1 km J od hájovne Lopušná	biele vápence stredného triasu príkrovu gemeríd	5,8/21,8	1,0	7,0	304,0	0,012	5,3	90,2	+
3	pr. pri hájovni Studňa		6/16,5	0,1[2]	7,3	310,3	0,016	7,7	92,0	+
4	pr. 250 m S od žrebčinca na Veľkej Lúke		6,2/15	0,25	7,4	314,3	0,044	12,2	85,8	0
5	pr. „Mochnatá" cca 1 km JV od hájovne Klatná	strednotriasové tmavé vápence príkrovu gemeríd s polohami dolomitov a svetlé vápence ladinu, str. triasu	5,2/10,6	25,3[2]	7,2	252,7	0,085	10,9	86,4	++
6	zachytená vyvieračka 2,5 km SV od Muráňa (pod hradom)	triasové svetlosivé gravelové vápence v podloží svetlé i tmavé dolomit. triasu	6,2/14,1	41,4	7,2	301,7	0,099	10,2	87,0	+
7	nezachytená vyvieračka cca 3 km JZ od Muráňa pri ceste do Tisovca	dtto	7,1/17,0	25,1[1] 826	7,2	321,7	0,121	9,0	89,4	++
8	pr. 500 m Z od k. Malý Cigáň (1215,5 m)	biele vápence stred. triasu s hniezdami sivých vápencov a dolomitov	5/16,5	0,8	7,1	315,4	0,153	9,5	87,7	0
9	pr. na severnom okraji obce Muráň	značnú časť infiltr. obl. tvoria stredno a vrchnotriasové dolomity	8/16	70—1050	7,1	330,7	0,280	11,8	85,6	+
10	pr. pri hájovni Trstník	dtto	5,3/10,2	6,0[2]	7,0	367,5	0,288	10,3	88,0	0

[1] údaje HMÚ [2] údaje Q z VIII. 61, zatiaľ čo odbery na analýzy v VI. 62.

Podobnú aplikáciu, ale v opačnom smere možno použiť pri objasnení genézy prameňa vyvierajúceho JJV od Čelkovej Lehoty v Strážovskej hornatine. Podľa starších geologických interpretácií (Andrusov 1940) mal by prameň vystupovať z triasových wettersteinských vápencov strážovského príkrovu, ležiacich na dolomitoch triasu chočského príkrovu. Z hydrogeologického hľadiska išlo by teda o vrstevný prameň zo styku vápencov a dolomitov prakticky na celej ploche infiltračnej oblasti, to by sa muselo prejaviť aj v chemizme vody pomerne vysokým koeficientom Mg/Ca. Podľa najnovšej interpretácie (M a h e l a kol. 1962) ide tu o jeden komplex chočskej jednotky s podložnými vápencami a nadložnými dolomitmi. Prameň potom nutno interpretovať ako bariérový, pričom bariéru tvoria hydrogeologicky menej priaznivé dolomity. Táto interpretácia predpokladá podstatne kratší styk vôd s dolomitmi — iba v konečnej fáze výstupu, čo potvrdzuje aj zistená hodnota pomeru Mg/Ca (0,38). Niektoré z ďalších možností aplikácie spomenieme v nasledujúcich statiach.

Vplyv nepriepustných súvrství mezozoika na obeh a chemizmus podzemných vôd vápencovo-dolomitických komplexov

Pri hydrogeologickom výskume mezozoika Slovenska zistili sme často značný vplyv nepriepustných súvrství na obeh i chemizmus podzemných vôd vápencovo-dolomitických komplexov. Tento hydrologický i hydrogeochemický vplyv je podmienený tým, že nepriepustné súvrstvia tvoria nadložie, resp. podložie hydrogeologicky priaznivých karbonátov, hlavne stredného a vrchného triasu. V ďalšom zhrneme poznatky o vplyve nepriepustných súvrství perm-werfenu, keupra a neokomu, ktoré najčastejšie usmerňujú obeh vôd vápencovo-dolomitických komplexov.

V p l y v p e r m u - w e r f e n u. Značná časť vápencov a dolomitov stredného a vrchného triasu chočskej jednotky leží na hydrogeologicky nepriaznivom podloží, tvorenom bridličnato-pieskovcovým súvrstvím permu-werfenu, ktoré podmieňuje vznik vrstevných prameňov, resp. krasových vodných tokov veľkých výdatností. Možnosť styku krasových vôd s týmto súvrstvím je na báze vápencovo-dolomitických komplexov. Vzhľadom na častý výskyt takýchto pomerov sledovali sme odraz mineralogického charakteru tohto súvrstvia na chemizmus vôd nadložných vápencov a dolomitov.

Vody kampilských, prevažne slienitých vápencov, resp. vápnitých slieňov majú obdobný chemizmus ako vody slienitých vápencov alb-neokomu, s nízkym obsahom síranov a zvýšeným obsahom alkálií. Vody seisu (pieskovce a pestré bridlice) vykazujú naproti tomu vždy zvýšený až vysoký obsah síranov ako dôsledok kontaktu s anhydritom, resp. sadrovcom. Celkový chemizmus týchto vôd sa preto silne posúva smerom ku kalcium-sulfátovému typu. Kalcium-sulfátová zložka reprezentuje 40—96 mval % soľného obsahu vôd, v dôsledku čoho koeficient SO_4/M nadobúda hodnôt nad 0,2 (tab. 4). Maximálna rozpustnosť sadrovca vo vode pri teplote 18 °C je cca 2 g/l, čo odpovedá zhruba 1200 mg SO_4^{-2}/l.

Takéto maximálne koncentrácie mávajú ložiskové vody v okolí Spišskej Novej Vsi (Tollstein, Grétla), kde werfenské bridlice obsahujú popri vložkách pieskovcov a dolomitov aj sadrovcovo-anhydritové šošovky značných mocností. Vody seisu z iných oblastí Karpát nemajú už tak významné koncentrácie síranov, cez to však prítomné množstvá indikujú vyluhovanie sadrovca, resp. anhydritu. Pozoruhodný obsah síranov vidíme najmä u vody z prameňa na pravom brehu potoka Blh v obci Rovné v záp. časti Juhoslovenského krasu (833,7 mg/l). Zvýšená teplota (11 °C) naznačuje hlbší obeh vôd prameňa v súvrství werfenských bridlíc.

Podzemné vody s plytkým obehom v súvrství werfenu sa vyznačujú menšími obsahmi síranov, ktoré však aj tu tvoria podstatnú časť mineralizácie. V tomto ohľade je pozoruhodná analýza prameňa SZ od obce Potok 380 m SV od kóty 467,1 (Juhoslovenský kras); voda má iba nepatrnú mineralizáciu (61,6 mg/l), pritom však výraznú kalcium-sulfátovú zložku.

Na základe týchto faktov predpokladáme, že v súvrství permu-werfenu popri významnejších akumuláciách sadrovca, resp. anhydritu (vo forme šošoviek, hniezd, súvislých vrstiev atď.), stretávame sa i s jemne dispergovaným zemitým sadrovcom (gypsitom).

V literatúre sa stratigraficky rôzne začleňujú sadrovcovo-nosné súvrstvia; do vrchného permu i spodného werfenu (seis). Z analýz na tab. 4 iba analýza prameňa SV od obce Hnilčík 680 m Z od k. Rysovec (803,4) prislúcha faunisticky dokázanému seisu, u ostatných nie je možné presnejšie stratigrafické začlenenie.

Styk vôd vápencovo-dolomitických komplexov s podložným súvrstvím permu-werfenu sa markantne prejavuje v ich chemizme. Werfenom neovplyvnené vody vápencov a dolomitov obsahujú priemerne 15—25 mg SO_4^{-2}/l, kým kalcium-sulfátová zložka iba výnimočne presahuje 15 mval %. Ovplyvnené vody majú zvýšený obsah síranov a tým aj kalcium-sulfátovej zložky. Celkový chemizmus sa posúva smerom ku kalcium-sulfátovému typu.

Ako príklad uvádzame vody z Galmusu a Muránskej plošiny (tab. 4). V Galmuse priaznivé podmienky pre sledovanie vplyvu podložného werfenu sú v kryhe vápencov, upadajúcej k S cca 2 km J od Matejoviec, z ktorej vyteká rad prameňov (tab. 4, analýzy 7—11) o sumárnej výdatnosti 36 l/s. Vplyv podložného werfenu sa prejavuje podstatným vzrastom síranov (77,8 až 175,7 mg/l) oproti priemeru vypočítanému pre neovplyvnené vody vápencov a dolomitov Galmusu (24,85 mg/l). Pramene vynášajú za 24 hod. 332,8 kg SO_4^{-2}, čo prepočítané na $CaSO_4$ predstavuje 472,0 kg.

V Muránskej plošine sledovali sme rad prameňov v Hrdzavej doline. Vysoký obsah síranov (441,5 mg/l) vykazoval prameň vyvierajúci cca 800 m JJV od kóty 798,6 m z rauwakov spodného triasu príkrovu gemeríd, prameň „Brúsik" v doline nižšie (JV od k. 932 m) už iba 56,4 mg/l.

V p l y v k e u p r a. Hydrogeologický vplyv keupra vyplýva z jeho pozície vo vrstevnom slede mezozoických sérií; tvorí nadložie hydrogeologicky priaznivých vápencovo-dolomitických komplexov triasu. Zložité tektonické pomery vedú často k tomu, že súvrstvie keupra vytvára nepriepustnú bariéru podzemným vodám vápencov, resp. dolomitov a podmieňuje tak vznik bariérových prameňov.

Chemizmus vôd geneticky viazaných priamo na keuper je uvedený v tab. 5. Analýza 1 je z výveru z červených bridlíc, analýza 2 z výveru z dolomitov keupra. Typove sú to vody výrazne kalcium-bikarbonátové, nízkej mineralizácie (0,3—0,4 g/l) s nepatrným obsahom síranov. Podobný charakter majú i ďalšie nami analyzované vody keupra. Je preto pochopiteľné, že v takýchto prípadoch nemôže sa styk vôd vápencovo-dolomitických súvrství s keuprom prejaviť v ich chemizme, ako to potvrdili početné analýzy výverov hlavne v Malých Karpatoch a v Strážovskej hornatine (analýzy 4—6).

Pri hydrogeochemickom výskume bradlového pásma v oblasti medzi Trenčínom a Bošácou (Gazda 1960) stretli sme sa so zaujímavým problémom. Najstaršie súvrstvie kysuckej série — keuper tvorí tu súvislý pruh vo forme šošoviek medzi Hrabovkou a dolinou potoka Chocholnica.

Tab. 4 **Vplyv werfenu na chemizmus vôd vápencovo-dolomitických komplexov**

č.	lokalita	stratigrafia	Tvo/Tvz	Q	celková mineralizácia	SO_4^{-2}	HCO_3/SO_4	síran. salinita	SO_4/M	Mg/Ca
1	pr. SZ od obce Potok, 380 m SV od k 467,1	bridlice seisu	8,8/1,0	0,51	61,7	17,4	1,11	42,4	0,22	0,23
2	Rovné, kopaná studňa	dtto	7,0/1,0	—	425,9	228,0	0,27	77,1	0,4	0,17
3	Rovné, pr. na pravom brehu potoka Blh	dtto	11/1	0,67	1354,1	833,7	0,14	87,0	0,44	0,15
4	pr. JV od obce Rákoš, 900 m J od k. 336,5 m	dtto	10,2/2,2	0,15	483,3	202,9	0,48	61,9	0,31	0,11
5	pr. SV od obce Hnilčík 680 m Z od k. Rysovec (803,4)	dtto	7,3/-5,0	0,1	402,6	108,2	1,38	40,9	0,21	0,32
6*	Spiš. N. Ves, baňa Grétla	ložisko (perm-werfen?)	—	—	1893,0	1248,0	0,02	95,8	0,45	0,14
7	Rudňany, prv „Olša", zachyt.	kryha vápencov gemeridnej jednotky; v podloží werfen	8,5/11	7,1	454,9	107,0	1,61	36,1	0,18	0,26
8	Rudňany, zárez pod pr. „Olša", stred, pr. č. 1	dtto	6,1/0,3	26,3	445,8	95,3	1,86	32,8	0,16	0,26
9	Rudňany dtto pr. č. 2	dtto	9,1/1,1		549,2	175,7	0,96	47,1	0,24	0,41
10	Rudňany úpravňa nového závodu	dtto	8,9/0	3,0	436,4	79,6	2,35	28,7	0,14	0,19
11	Rudňany tunel, vodorovný vrt v pravej strane	dtto	7,5/7,9	0,2	385,1	77,8	2,09	31,5	0,16	0,22
12	Muráň, Hrdzavá dolina prameň „Brúsik"	vápenec stred. triasu príkrovu gemeríd, v podloží werfen	7,6/19	3,0—4,0	348,5	56,4	2,9	25,6	0,13	0,2
13	Muráň, dtto, pram. č. 3	rauwaky spodného triasu príkrovu gemeríd	8/26	0,5—0,6	885,1	441,5	0,39	70,9	0,36	0,66
14	Muránska planina; priemer	vápence stredného triasu	—	—	—	18,5	—	10,76	0,054	0,19

* analýza prevzatá z Janák (1959).

Poznámka: SO_4^{-2} vyjadrené v mg/l; koeficient HCO_3/SO_4 počítaný z mval-obsahov HCO_3 a SO_4^{-2}; SO_4/M znamená pomer síranov (vyjadrených v mval) k celkovej mineralizácii vody, vyjadrenej v mvaloch.

Tab. 5 **Vplyv keupra na chemizmus vôd vápencovo-dolómitických komplexov**

č.	lokalita	stratigrafia	Tvo/Tvz	Q	celková mineralizácia	SO_4^{-2}	HCO_3/SO_4	síran. salinita	SO_4/M	Mg/Ca
1	Valašská Belá, Škripovská dolina, pr. laz Môcik,	bridlice keupra	6,3/—10	0,05	426,0	15,2	16,1	5,7	0,028	0,78
2	V. Pole, pr., JZ od obce	dolomity keupra	8,7/5	0,83	325,9	5,8	33,05	2,8	0,013	0,74
3	Veľké Záblatie, kyselka	sadronosný keuper	10,5/20,5	0,05	3290,6	1185,5	0,82	54,7	0,27	0,27
4	pr. 1 km JZ od Valašskej Belej	strednotriasové dolomity krížňanskej jednotky na styku s keuprom	8,3/17,0	7,5	459,8	46,5	5,16	15,8	0,079	0,68
5	pr. „Polčina“ 1,2 cca 2 km J od k. Raštún (576,0)	strednotrias. dolomity kríž. jednotky na styku s keuprom	8,3/23	6,6	538,6	62,4	4,36	18,1	0,092	0,53
6	pr. „Tmavá“ cca 1,5 km Z od hájovne Sklenné Huty	dtto	9,3/22	4,0	467,9	48,0	4,99	16,2	0,083	0,3
7	pr. v doline Valčského potoka	strednotrias. gutt. váp. v infiltr. oblasti keuper	7,8/14,5	75,9	389,5	50,2	4,48	17,8	0,088	0,37
8	pr. v doline Slovenského potoka	strednotrias. váp. a dolomity kríž. jednotky na styku s keuprom	8,9/14,5	83,5	1187,4	583,1	0,29	76,8	0,37	0,25

Striedajú sa tu prevažne tmavočervené bridlice s lavicami šedých až červenkastých kremencov, ktoré majú často prevahu a tvoria i samostatné bradlá s tenkými vložkami pestrých bridlíc (B e g a n 1960). Pri Záblatí sa v tomto súvrství nachádzajú šošovky sadrovca, v minulosti ťažené.

Analýzami minerálnych vôd zistili sme výraznú anomáliu obsahu síranov v oblasti Záblatie—Zlatovce—Horné Orechové—Hrabovka. Maximálne koncentrácie síranov sa zistili v kyselke, vyvierajúcej SZ od obce Záblatie cca 380 m V od k. 348,5 m (1185,5 mg/l) a v kyselke zachytenej betónovou záchytkou 250 m J od obce Horné Orechové (1022,2 mg/l). Smerom na S a J obsah síranov vo vodách klesá. V obci Horné Orechové v studni (č. d. 14) voda obsahuje 446,5 mg/l, kyselka pri hospodárskych budovách JRD v Hrabovke 345,7 mg/l a kyselka SZ od obce Zlatovce cca 300 m JZ od k. 310,1 m už iba 153,7 mg/l. Avšak i tieto znížené obsahy sú anomálne v porovnaní s priemerným obsahom síranov (15—35 mg/l) v ostatných minerálnych vodách oblasti. Predpokladáme, že vody týchto prameňov pri svojej podzemnej cirkulácii sa dostávajú do kontaktu so sadrovcom (v rozptýlenej forme, resp. vo väčších akumuláciách), rozpúšťaním ktorého získavajú tieto anomálne množstvá síranov. Pomerne nízke teploty týchto prameňov (10,5—12 °C pri teplotách vzduchu okolo 20 °C) poukazujú na pomerne plytký obeh vôd, i keď uvažujeme značné ochladzovanie vôd počas výstupu vzhľadom na nepatrnú výdatnosť (pod 0,2 l/s). Vlastné vývery sú pravdepodobne podmienené zlomovou tektonikou územia. Oblasť anomálnych obsahov síranov považujeme za perspektívnu na sadrovec a doporučujeme jej venovať pozornosť.

Ako ďalšie perspektívne územie na sadrovec javí sa oblasť v Malej Fatre medzi dolinami Slovenského a Valčského potoka SZ od obce Valča. Pri hydrogeologickom výskume (K u l l m a n 1957) zistili sme výraznú anomáliu obsahu síranov (583,1 mg/l) v prameni v doline Slovenského potoka (1350 m JZ od k. Pivnica), ktorý vyviera z dolomitov triasu krížňanskej jednotky ako bariérový prameň na styku so súvrstvím keupra. Vzhľadom na veľkú výdatnosť prameňa (18. 10. 56 — 83,5 l/s) nutne musíme predpokladať silný zdroj sadrovca, ktorý voda rozpúšťa. Behom 24 hod. vynáša prameň 4205,9 kg SO_4^{-2}, čo prepočítané na $CaSO_4$ predstavuje 5965,2 kg. Odraz (i keď značne menší) styku vôd sa sadrovcom sa prejavuje i v prameni vyvierajúcom v susednej doline Valčského potoka (750 m SSZ od k. Pivnica). Tento prameň vynáša za 24 hod. 329,3 kg SO_4^{-2}, čo prepočítané na $CaSO_4$ predstavuje 466,9 kg.

V p l y v n e o k o m u - a l b u. Ďalším hydrogeologicky významným nepriepustným súvrstvím sú najmladšie súvrstvia krížňanskej jednotky — neokom-alb, tvoriace v rade prípadov podložie vápencov a dolomitov stredného a vrchného triasu vyššej jednotky; sú tvorené slieňmi a slienitými vápencami. Prítomnosť ílovitých minerálov popri tom, že podmieňuje ich zníženú priepustnosť, sa odráža i v chemizme vôd nadložných vápencovo-dolomitických komplexov.

Typickým príkladom je horská skupina Žihľavníka, geograficky patriaca Strážovskej hornatine, kde slienité vápence neokomu-albu tvoria nepriepustné podložie pre obeh podzemných vôd v nadložnom vápencovo-dolomitickom komplexe chočskej jednotky (tab. 6). Vody, ktoré sú nútené najdlhšie zotrvať v styku s týmto podložím, sú maximálne obohatené alkáliami. Zvýšený obsah alkálií je dôsledkom intovýmenných reakcií v systéme *ílový minerál — voda.*

Podobné príklady sú známe i z Veľkej Fatry a z ďalších pohorí a sú nateraz predmetom štúdia.

Zmeny v chemizme vôd kryštalinika pri prestupe cez vápence, resp. dolomity

Vody pochádzajúce z kryštalinika prechádzajú často do mezozoických súvrství. Nízkomineralizované agresívne vody kryštalinika (okolo 0,1 g/l), ktoré získavajú svoj soľný obsah hlavne hydrolytickým rozkladom rôznych silikátov, sa pritom

Tab. 6 **Vzrast mineralizácie infiltrovaných zrážkových vôd pri ich prestupe tým istým komplexom**

nadm. výška	lokalita	Tvo	Q	celková mineralizácia	HCO_3	Mg/Ca	alkálie	agresivita
660	pr. č. 7 („Ľadová jaskyňa“)	—	0,2	226,7	136,0	0,19	2,3	+
590	pr. č. („Travertínový“)	6,8	2,5	409,2	276,5	0,42	0,5	0
480	pr. č. 5 („Královec I“)	7,2	3,55	422,8	295,2	0,26	7,6	0
450	pr. č. 9 („Laštík I“)	7,5	6,7	451,0	296,0	0,3	stopy	0
300	pr. č. 2 („Pri mlyne“)	9,2	23,6	472,8	337,1	0,44	11,5	0
290	pr. č. 3 („Pri moste“)	9,1	60,0	475,5	335,5	0,43	11,5	0
270	pr. č. 1 („Vrchovište“)	9,0	89,0	509,6	365,4	0,33	23,0	0

Poznámka: HCO_3^- a alkálie vyjadrené v mgl; lokalizácia prameňov s náčrtom geológie je uvedená v práci Kullman (1961).

metamorfujú (kvantitatívne pomery sú v tab. 7). Základným rysom tejto metamorfózy je prudký vzrast kalcium — resp. kalcium (magnézium) — bikarbonátovej zložky ako vplyv energického účinku obvykle vysoko agresívnych a nenasýtených vôd kryštalinika na kalcit, resp. dolomit. Intenzita rozpúšťania karbonátov je v počiatočnom štádiu styku vysoká, neskoršie klesá a nakoniec sa ustaľuje obdobný rovnovážny stav ako pri infiltrácii zrážkových vôd vápencovo-dolomitickými komplexami. Mierou dosiahnutia tejto rovnováhy je eliminácia agresívneho CO_2. Obsah ostatných komponentov sa mení iba nepatrne, hlavne v závislosti od lokálnych podmienok.

Tab. 7 **Zmeny v chemizme vôd kryštalinika pri prestupe cez vápence, resp. dolomity**

	č. lokalita	pH	celková mineralizácia	Ca^{+2}	Mg^{+2}	HCO_3^-	SO_4^{-2}	Mg/Ca	sírano-vá salinita	A_2	agresivita
Malé Karpaty	1 Stupava, potok nad spod, ponorom	6,8	110,1	17,3	1,9	43,3	30,5	0,18	43,4	47,9	4,8
	2 Stupava, vyvieračka u kameňolomu	7,0	385,1	76,2	17,6	203,2	81,5	0,38	32,5	63,8	1,3
	3 Stupava, potok nad horným ponorom	7,2	224,5	44,7	5,5	123,2	38,7	0,2	27,2	68,1	3,8
	4 Limbach, vyvieračka	7,0	308,5	61,9	7,4	186,2	41,6	0,2	28,3	68,8	1,8
Murán. plan.	5 ponor v Dlhej doline	7,3	77,7	14,0	0,8	43,1	11,1	0,09	22,6	68,9	11,9
	6 vyvieračka pod viaduktom u žel. trati medzi Švermovom a Červ. Skalou	7,3	152,4	28,0	6,1	94,8	16,0	0,36	17,0	78,6	6,3

Poznámka: agresivita vyjadrená v mg agr. CO_2/l; Ca^{+2}, Na^+, HCO_3^- SO_4^{-2} vyjadrená v mg/l.

S typickým príkladom sme sa stretli v Stupavskej doline. Analýza 1 reprezentuje ponor vôd potoka v bočnej doline (26. 8. 57 nameraná výdatnosť 43 l/s.), analýza 2 vyvieračku pri kameňolome (26. 8. 57 zistená výdatnosť 124 l/s). Zafarbovací pokus (Silnický osobné oznámenie) preukázal ich vzájomnú spojitosť, s rýchlosťou prúdenia cca 0,072 m/s (vzdialenosť 2,75 km; prestup trval 10,5 hod.). V tomto prípade je situácia komplikovaná tým, že vody ponoru reprezentujú iba cca 30 % výdatnosti vyvieračky. Zbytok predstavuje puklinový obeh infiltrovaných vôd vo vlastnom komplexe. Kvantitatívne prepočty nie sú v tomto prípade reprezentatívne. Pomerne vysoký koeficient Mg/Ca indikuje podstatný podiel dolomitov v uvažovanom komplexe, resp. prítomnosť značne dolomitizovaných vápencov.

Analýza 3 reprezentuje horný ponor vôd potoka vo vlastnej Stupavskej doline (15. 7. 58 zistená výdatnosť 93,6 l/s), analýza 4 vyvieračku v Limbašskej doline (15. 7. 58 nameraná výdatnosť 92,14 l/s). Zafarbovací pokus (Kullman 1958) vykázal rýchlosť prestupu na vzdialenosť 3 km cca 0,017 m/s. Pretože výdatnosť vyvieračky je prakticky plne saturovaná vodami ponoru (rozdiel je v medziach chýb použitej meracej metódy), možno vypočítať efektívne obohatenie vody počas prestupu, — cca 40 % vzrast mineralizácie. Charakter vody ponoru i skutočnosť, že počas prestupu sa prakticky nemení koeficient Mg/Ca ani hodnota síranovej salinity, vedie nás k predpokladu, že vody potoka už pred ponorom sú v krátkom styku s uvažovaným mezozoickým komplexom. To je potom príčinou pomerne malého obohatenia vody kalcium-bikarkonátovou zložkou počas vlastného prestupu.

Posledný príklad uvádzame z Muránskej planiny (analýza 5, 6), kde pomerne krátky prestup (1 km) je doprevádzaný takmer 100 % vzrastom mineralizácie. Časť vôd vyvieračky však pochádza z puklinového obehu infiltrovaných zrážkových vôd.

Vplyv zrudnenia na chemizmus vôd vápencovo-dolomitických komplexov

V predošlom sme interpretovali zvýšené obsahy síranov vo vodách vápencovo-dolomitických komplexov ako odraz ich styku so sadrovcovo-nosnými súvrstviami keupra, resp. permu-werfenu. Zvýšený obsah síranov môže však byť aj dôsledkom styku týchto vôd s oxydačnými zónami sulfidických zrudnení.

Sulfidy pri styku s vodou neobsahujúcou O_2 a CO_2 sa vyznačujú nepatrnou rozpustnosťou (radove 10^{-8} až 10^{-40} mg/l pri teplotách 18—25 °C), pri zvýšenom obsahu CO_2 ich rozpustnosť sa zvyšuje až stonásobne. Za prítomnosti O_2 dochádza k ich energickej oxydácii, k rozrušeniu ich mriežok a ku vzniku prevažne dobre rozpustných síranov. Oxydácia niektorých sulfidov (pyrit, markazit, chalkopyrit atď.) je doprevádzaná vznikom voľnej H_2SO_4, ktorá okrem účinku na sulfidy (za vzniku H_2S), energicky atakuje aj okolité horninové prostredie, hlavne jeho karbonatickú zložku, za vzniku $CaSO_4$, ktorý čiastočne prechádza do vodných roztokov. Zníženie pH vody (v dôsledku prítomnosti H_2SO_4, rôznych hydrolytických reakcií, resp. iných sekundárnych procesov) a nahromadenie CO_2 (z rozkladu karbonatickej zložky hornín) značne zvyšuje jej agresívnosť i voči silikátovým horninám.

Charakter a intenzita zmien chemizmu podzemných vôd ovplyvnených oxydačnými zónami nie sú určované iba rozpustnosťou síranov vznikajúcich oxydáciou, ale aj ich náchylnosťou k hydrolýze (vypadávanie hydroxydov kovov v závislosti od pH). Významnú úlohu hrá aj adsorpcia na koloidoch (napr. gele Mn silne

adsorbujú Co, Ag, Ba atď.). Základným rysom vôd vápencov a dolomitov ovplyvnených oxydačnými zónami je prítomnosť kalcium-sulfátovej zložky ako dôsledok účasti voľnej H_2SO_4 pri rozpúšťaní karbonátov. Keďže účinok H_2SO_4 je intenzívnejší ako CO_2, je aj mineralizácia takýchto vôd vyššia ako v prípade neovplyvnených vôd vápencovo-dolomitických komplexov (tab. 8); pH je mierne znížené, avšak zriedka klesá pod 6,0, čo je u vôd so zachovanou kalcium-bikarbonátovou zložkou pochopiteľné. Nestretávame sa tu s obdobným prípadom ako u vôd oxydačných zón sulfidických zrudnení stredoslovenských neovulkanitov, s prítomnosťou voľnej H_2SO_4 a veľmi nízkym pH.

Tab. 8 **Odraz zrudnenia v makrochemizme vôd vápencov a dolomitov**

Tribeč	č.	lokalita	celková mineral.	SO_4^{-2}	síranová salinita	A_2
Píla,	1	pr. č. 2	610,5	169,1	41,6	57,3
	2	pr. č. 6	548,3	128,8	35,7	63,1
	3	pr. č. 1	538,7	111,1	31,5	67,3
	4	pr. č. 8	433,1	38,4	14,0	84,3
	5	pr. „Na Píle“	335,7	16,0	7,5	89,3
	6	pr. č. 4	371,6	21,0	8,8	88,8

V tab. 8 uvádzame ako príklad analýzy niektorých vôd mezozoických komplexov v oblasti Píly (Tribeč). V niektorých prameňoch sa vplyv sulfidického zrudnenia markantne prejavuje zvýšeným obsahom síranov. Vysoký koeficient Mg/Ca poukazuje na to, že základný chemizmus týchto vôd sa formuje v dolomitoch. Okrem zvýšeného obsahu síranov prejavuje sa vplyv zrudnenia i v asociácii stopových prvkov vôd (tab. 9). Pozorovali sme dva typy asociácií: Zn-Mo-Ag vo vodách bezprostredného okolia obce Píla a Pb-Mn (bez doprovodu predošlých) vo vodách medzi mlynom Prekop a kótou 441,8 m. Tieto asociácie indikujú styk vôd týchto prameňov so zrudnením, ktoré pravdepodobne nemá rovnaký charakter v celej oblasti. Toto zrudnenie metasomatického pôvodu (vyťažené ložisko Ján Nepomucký) je viazané na tektonický styk kryštalinika s aniskými vápencami zliechovskej série, resp. na južnejší styk karbónu chočskej jednotky s dolomitmi zliechovskej série (B i e l y 1962). V oblasti ložiska Ján Nepomucký sú známe výskyty Pb-Zn sulfidov v ankeritizovaných dolomitických vápencoch (I v a n o v 1962). V okolí obce Píly sa zistila v hydrotermálne prekremenených dolomitoch rozptýlená sulfidická mineralizácia bližšie mineralogicky neidentifikovaná (I v a n o v 1962), so zvýšeným obsahom Ag a čiastočne i Mo, ktoré sa prejavili i v asociácii stopových prvkov podzemných vôd tejto oblasti, ktoré sú intenzívnejšie mineralizované ako vody oblasti medzi mlynom Prekop a kótou 441,8 m, kde sa Mo nevyskytuje vôbec a Ag iba sporadicky.

Na záver tejto state chceme zdôrazniť, že jednorazové stanovenie asociácie stopových prvkov neumožňuje zistiť skutočnú asociáciu stopových prvkov a vylúčiť tak vplyv náhodných prímesí v dôsledku pôsobenia rôznych faktorov. K serióznej interpretácii anomálií mikrochemizmu vôd pre prospekčné účely nutno niekoľkokrát opakovať stanovenie za rôznych odtokových pomerov. Výsledky v tab. 9 uvádzame iba ako príklad použitia tejto metódy pri výskume oblastí známeho zrudnenia.

Tab. 9 **Odraz zrudnenia v mikrochemizme vôd vápencov a dolomitov**

Tribeč	prameň	Ag	Al	Ba	Ca	Cr	Cu	Fe	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Pb	Si	Sn	Sr	Zn
oblasť medzi mlynom Prekop a k. 441,8 m	1	4	3	2	1	3	3	3	2	4	1	3		2		2		2	
	2		3	2	1	3	3	3	2	4	1	4		2	3	2		3	
	3		3	2	1	3	3	3	2	4	1	3		2	3	2		3	
	4	4	3	2	1	3	3	3	2	3	1	3		2	3	2	4	2	2
oblasť medzi obcou Píla a osadou Prokaj	8	4	3	2	1	3	3	3	2	3	1		3	2		2		2	2
	6	4	3	3	1	3	4	3	2	3	1		3	2		2		2	2
	1	4	3	3	1	3	4	3	2	4	1		3	2		2		2	
	2			2	1	3	4	3	2	3	1		3	2		2		2	2
	7		3	3	1	3	4	3	2	3	1	3		2	3	2		2	
	5		3	2	1	3	3	3	2	3	1	3		2	3	2		2	

Poznámka: pre odparok použité 500 ml vzorky. Odparovanie na pieskovej lázni. Použitý prístroj: spektrograf Hilger E-492 (ultrafialová oblasť) a ISP-51 (viditeľná oblasť). Dosky Spektral. Platten Blau Hart 9×24 cm (utraf. obl.) a Rot Rapid 9×24 cm (vidit. obl.). Expozícia 5 A/45 s, 7 A/30 s, 9 A/30 s.. Štrbina 10 μ. Budiaci zdroj: jednosmerný oblúk. Spektroskopik: J. Cubínek.

Legenda: 1 > 1 %; 2 1—0,01 %; 3 0,01—0,001 %; 4 < 0,001 % odparka

Záver

V stručnej forme sa tu interpretujú výsledky niekoľkoročných hydrogeologických a hydrogeochemických výskumov vápencovo-dolomitických komplexov pohorí Slovenska. Základný chemizmus vôd týchto komplexov je kalcium-bikarbonátový, resp. kalcium-magnézium-bikarkonátový. Mineralizácia vôd, s výnimkou hlbokých obehov v mezozoickom podloží vnútorných kotlín, iba zriedka prekračuje 0,6 g/l. Typické sú nízke obsahy síranov v rozmedzí 5—25 mg/l. Vyššie obsahy síranov sú odrazom styku vôd vápencovo-dolomitických komplexov s podložnými (perm-werfen), resp. nadložnými (keuper) hydrogeologicky nepriaznivými súvrstviami, usmerňujúcimi ich podzemný obeh.

Sadrovconosnosť súvrství permu-werfenu je známa a pomerne dobre preskúmaná. Vody, ktoré sa dostávajú s nimi do styku, vyznačujú sa prakticky vždy zvýšenými obsahmi síranov; tieto však nemusia vždy indikovať významnejšiu akumuláciu síranov. Niektoré analýzy vôd geneticky priamo viazaných na perm-werfen vykázali pri nepatrnej mineralizácii výraznú kalcium-sulfátovú zložku. Predpokladáme preto, že určitá časť sadrovca v súvrství permu-werfenu je prítomná vo forme jemne dispergovaného zemitého sadrovca (gypsitu).

Sadrovconosnosť keupra je podstatne menšia. Prevažná väčšina vôd súvrstvia keupra z rôznych oblastí Slovenska obsahuje nepatrné množstvá síranov, zhruba rovnaké ako neovplyvnené vody vápencovo-dolomitických komplexov. Jediný významnejší a v minulosti ťažený výskyt je známy z okolia Záblatia, kde bridlice a kremence keupra vystupujú v súvislom pruhu vo forme šošoviek medzi Hrabov-

kou a dolinou potoka Chocholnica. Anomálne obsahy síranov v minerálnych vodách oblasti Záblatie—Zlatovce—Horné Orechové—Hrabovka poukazujú na jej perspektívnosť z hľadiska prítomnosti významnejších akumulácií sadrovca.

Perspektívnym územím na sadrovec javí sa i oblasť medzi dolinami Slovenského a Valčského potoka v Malej Fatre. Pri základnom hydrogeologickom výskume zistili sme v prameni vyvierajúcom cca 1350 m JZ od k. Pivnica výraznú anomáliu síranov.

Zvýšené obsahy síranov vo vodách vápencovo-dolomitických komplexov môžu byť aj odrazom ich styku s oxydačnými zónami sulfidických zrudnení prevažne metasomatického pôvodu. V takýchto prípadoch sú zvýšené obsahy síranov doprevádzané špecifickou asociáciou mikroprvkov, ktorá odráža mineralogický charakter sulfidickej mineralizácie. Štúdium anomálií mikrochemizmu vôd určitej oblasti môže byť potom využité pre prospekčné účely.

Veľký význam pre riešenie genetických problémov vôd vápencovo-dolomitických komplexov má koeficient Mg/Ca, ktorý výrazne odráža účasť vápencov, dolomitických vápencov, resp. dolomitov na formovaní základného chemizmu.

LITERATÚRA

[1] Alekin O. A., 1952: Gidrochimija, Gidrometeoizdat, Leningrad. — [2] Andrusov D., 1940: Podrobná geologická mapa Československej republiky, Slovensko, list Považská Bystrica 4361/3, Št. geol. ústav, Bratislava. — [3] Began A., 1960: Zpráva o geologickom mapovaní bradlového pásma medzi Trenčínom a Bošáckou dolinou. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Biely A., 1962: Štúdium štruktúr v mezozoiku na okraji vulkanitov. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Bujalka P., 1960: Hydrogeologické posúdenie prameňa Teplička. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [6] Frear G. H., Johnston J., 1929: The solubility of calcium carbonate (calcite) in certain aqueous solutions at 25 °C, J. Am. Chem. Soc. 51/2082. — [7] Gazda S., 1960: Hydrochemický výskum minerálnych prameňov medzi Hornou Súčou a Bošáckou dolinou. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] Ivanov M., 1962: Geochemický výskum mezozoika Centrálnych západných Karpát so zameraním na Pb-Zn zrudnenie. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Janák J., 1959: Úloha iontové rovnováhy při tvorbě a metamorfoze přírodných vod v sedimentárních oblastech, GP, Zprávy 15, Bratislava. — [10] Krauskopf K. B., 1956: Disolution and precipitation of silica at low temperatures. Geochim. et cosmochim. Acta 10/1. — [11] Kullman E., 1957: Záverečná zpráva o hydrogeologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy Trenčín. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Kullman E., 1958: Záverečná zpráva o hydrogeologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy Bratislava. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Kullman E., 1961: Vápencovo-dolomitické komplexy a ich vzťah k podzemným vodám. GP, Zprávy 22, Bratislava. — [14] Květ R. — Michalíček M., 1960: Povrchový hydrogeochemický průzkum Malé Dunajské nížiny. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [15] Maheľ M. a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape list Žilina. Geofond, redakcia Bratislava. — [16] Petránek J., 1963: Usazené horniny. ČSAV, Praha. — [17] Pusch L., 1916: Über die Zeitreaction bei der Neutralisation der Kohlensäure und die wahren Dissoziationskonstante der Kohlensäure. Z. Elektrochem. 22. — [18] Samarina V. S., 1958: Gidrochimičeskoje oprobovanie podz. vod. Izd. Leningrad univ., Leningrad. — [19] Schoeller H., 1962: Les eaux souterrains, Mason et Cie, Paris. —

S. GAZDA—E. KULLMAN

HYDROGEOCHEMISCHE CHARAKTERISTIK DER GRUNDWÄSSER IN WESTKARPATISCHEN KALK-DOLOMITISCHEN KOMPLEXEN

Die mesozoischen kalk-dolomitischen Komplexe stellen die hydrogeologisch wichtigsten Quellengebiete im westkarpatischen Raum dar, an die die überwiegende Mehrheit der Grundwasservorräte gebunden ist. Im vorliegenden Artikel sind Ergebnisse der mehrjährigen hydrogeologischen und hydrochemischen Untersuchungen dieser Komplexe veröffentlicht. Die Grundwässer dieser Komplexe tragen im wesentlichen den kalcium-bikarbonaten, bzw. Kalcium-Magnesium-Bikarbonat-Charakter. Die Mineralisation dieser Wässer, mit Ausnahme der tieferen Kreislaufpartien im mesozoischen Liegenden der inneren Becken, überschreitet nur selten den Wert von 0,6 g/Lit., am meisten sind niedrige Gehaltswerte zwischen 5—25 mg/Lit. zu verzeichnen. Die erhöhten Sulphaten-Mengen spiegeln den Kontakt der Grundwässer aus kalk-dolomitischen Komplexen mit den liegenden (Perm-Werfen), bzw. hangenden (Keuper) hydrogeologisch ungünstigen Schichtfolgen, die an der Regulierung des Kreislaufes, dieser Wässer massgebend beteiligt sind wider.

Die Gipsstein-Haltigkeit der Perm-Werfen-Schichtfolgen ist seit langem gut bekannt. Die Grundwässer, welche mit diesen Gesteinen in Kontakt kommen, weisen praktisch immer den erhöhten Sulphatengehalt. Diese erhöhten Werte brauchen nicht immer als Indikatoren der grösseren Sulphaten-Konzentrationen beurteilt werden. Bei manchen Analysen weisen Wässer, die genetisch direkt an Perm-Werfen-Schichten gebunden sind, bei einer unbedeutender Mineralisation den bemerkenswert hohen Kalk-Sulphaten-Gehalt. Wir nehmen daher an, dass ein Teil des Gipssteins im Perm-Werfen in Form von fein dispergierten Gipsstein (Gipsit) anwesend ist.

Die Gipshaltigkeit der Keuper-Schichten ist wesentlich geringer. Die meisten Grundwässer aus dem Keuper verschiedener Gebiete der Slowakei enthalten nur unbedeutende Mengen der Sulphate, die sich etwa in gleichen Grenzen bewegen wie bei den einflussfreien kalk-dolomitischen Komplexen. Einzige in Vergangenheit abgebaute Lagerstätte dieser Art ist aus der Umgebung von Záblatie bekannt, wo die keuperischen Schiefer und Kieselsteine in einem zusammenhängenden Streifen als Linsen zwischen Hrabovka und Bachtal von Chocholnica auftreten. Die ungewöhnlich erhöhten Sulphatenkonzentrationen in den Mineralwässern im Gebiet von Záblatie—Zlatovce—Horné Orechové—Hrabovka in der Westslowakei deuten auf mögliche grössere Gipsstein-Konzentrationen in diesem Raume hin.

Günstig für Gipssteinvorkommen erscheint uns auch das Gebiet zwischen den Bachtälern von Slovenský und Valčický potok in der Kleinen Fatra. Während der hydrogeologischen Forschung haben wir in der Quelle, etwa 1350 m SW von der K. Pivnica eine anomal hohe Sulphaten-Mineralisation festgestellt. Mit Rücksicht auf die ziemlich grosse Ergiebigkeit der Quelle (etwa 83,5 L/sec.) muss man da eine ganz grosse Gipsstein-Konzentration voraussetzen.

Erhöhte Sulphatengehalten in den Grundwässern der kalk-dolomitischen Komplexe können auch als Folge des Kontaktes dieser Wässer mit den Oxydationszonen der sulphidischen Vererzung (meistens metasomatischen Ursprungs) sein. In solchen Fällen sind die erhöhten Sulphatenmengen durch spezifische Mikroelementenassoziationen begleitet, in welchen sich der mineralogische Charakter der Vererzung abspiegelt. Das Studium der Anomalien in der mikrochemischen Charakteristik der Grundwässer in bestimmten Gebieten kann man dann auch für Prospektionszwecke anwenden.

Bei der Lösung genetischer Probleme der Grundwässer der kalk-dolomitischen Komplexe kommt dem Koefizienten der Mg/Ca, an dem sich die Beteiligung der Kalke, dolomitischer Kalke, bzw. der Dolomite an der Formierung des Grundchemismus der Wässer widerspiegelt, grosse Bedeutung zu. In manchen Fällen können die auf diese Weise erzielten Ergebnisse auch zur Prezisierung, bzw. Vertiefung unserer Kenntnisse über die geologischen Verhältnisse der betreffenden Gebiete beitragen.

V. BÖHM—S. KLÍR—P. OSTROLUCKÝ

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY CENTRÁLNEJ ČASTI STREDOSLOVENSKÝCH NEOVULKANITOV A KRUPINSKEJ VRCHOVINY

Úvod

Na území stredoslovenských neovulkanitov v posledných rokoch uskutočňujú sústavnejší hydrogeologický výskum pracovníci KPPÚ z Ban. Bystrice pre zabezpečenie vodných zdrojov pre poľnohospodárske závody; pracovníci katedry inžinierskej geológie a hydrogeológie PFUK v Bratislave a Ústavu pre výskum rúd v Prahe vykonávajú hydrogeologický výskum v rámci svojich výskumných úloh.

Niektoré poznatky o hydrogeológii neovulkanitov priniesli už staršie práce v súvislosti s výskumom minerálnych a termálnych vôd niektorých kúpeľov, napr. Kettner (1929) o termálnej vode v Kováčovej, Matějka (1933) o sliačských prameňoch. Novšie Maheľ (1949) určil ochranné pásma pre niektoré minerálne žriedla a osvetlil pôvod termálnych vôd v Sklených Tepliciach. V tejto práci ďalej pokračoval Franko, ktorý riešil niektoré otázky dočasných ochranných pásiem liečivých a minerálnych vôd. V tej súvislosti treba spomenúť zásluhy Hynieho pri výstavbe kúpeľov v oblasti neovulkanitov. Ďalší hydrogeologický výskum v oblasti neovulkanitov sa týkal ložísk nerastných surovín. Banský revír Kremnice študuje Dobiáš (1954) a štiavnický rudný revír Klír (1958). Regionálny výskum hydrochemický robia Zýka a Kudělásek (1956). Problém zásobovania niektorých miest vodou v tejto oblasti riešili pracovníci Geologického prieskumu, n. p. Žilina, ktorí hlavnú pozornosť venovali zvodneniu riečnych náplavov. Nerudní průzkum Brno vykonával prieskum tufov v oblasti Krupinskej vrchoviny; Neuschl (1956) charakterizuje tufy a aglomeráty ako pórovité horniny dobre priepustné.

Geologicko-tektonická charakteristika územia a jej vzťah k hydrogeologickým pomerom

Geologická stavba územia stredoslovenských neovulkanitov bola určená na základe dokázaných a predpokladaných vzťahov medzi jednotlivými členmi neovul-

kanitov. Má v podstate stratovulkanický ráz, striedajú sa tu polohy efuzívnych hornín s nesúvisle uloženými sopečnými produktami, aglomerátmi, tufmi a tufitmi. Geneticky sú tu zastúpené dva druhy vulkanizmu.

Subsekventný, vznikajúci po veľkých orogenetických procesoch, je charakterizovaný efuzívnym radom alkalicko-vápenatým (andezit-ryolit — čadič); *finálny* vulkanizmus je viazaný na hlboké radiálne zlomy s horninami bazaltoidnej skupiny.

Prvý typ sa podstatne viac uplatňuje a trval od vyššieho tortónu až po sarmat; boli určené tieto fázy: *druhá ryolitová fáza* (vyšší tortón), ktorú predchádzala I. andezitová a I. ryolitová fáza, zastúpená len na východnom Slovensku a čiastočne v MĽR; *druhá andezitová fáza* (vyšší tortón) býva zastúpená pyroxenickými andezitmi, dioritmi a granodioritmi; *tretia andezitová fáza* (sarmat), zastúpená amfibolicko-biotitickými andezitmi a dacitmi; *tretia ryolitová fáza* (sarmat), ku ktorej patria produkty stredoslovenských ryolitov;

záverečná fáza subsekventného vulkanizmu (sarmat), ku ktorej patria andezity periférnej časti na styku so severným výbežkom Podunajskej nížiny.

Produktami *finálneho vulkanizmu* (sarmat-pliocén) boli bazaltoidné andezity až bazalty, vystupujúce ojedinele v strede vulkanických pohorí, najmä na JV okraji (Korlátske kopce). Vo všeobecnosti prevládajú pyroklastiká nad efuzívami, hlavne na JV okraji Kremnicko-štiavnického pohoria v Krupinskej vrchovine.

Vývoj pyroklastík nebol jednotný. Podľa prostredia, v ktorom sa pyroklastiká ukladali, možno rozlíšiť vývoj *tufitový*, *prechodný* a *tufový*. Toto genetické členenie má veľký význam pre hydrogeologický charakter pyroklastík. Hydrogeologicky menej priaznivé sú vo vývoji tufitovom a prechodnom, priaznivejšie sú pyroklastiká vo vývoji tufovom.

Hydrogeologické pomery ovplyvňuje aj tektonický ráz územia; podľa početných lokálnych zlomových línií bolo možné určiť v tomto území 3 základné zlomové systémy. Najmladší je *systém ZSZ—VJV*, ktorý spôsobil vznik Zvolensko-slatinského prahu a podmienil formovanie riečnej siete hlavne v oblasti Krupinskej vrchoviny. Zlomy prebiehajú údoliami potokov a drenujú vody z pyroklastík Krupinskej vrchoviny. Dôkazom toho je, že výdatnosť vrtaných studní v pyroklastikách sa zvyšuje so vzdialenosťou od hlbokých údolí potokov. Druhý, *poludníkový smer* zlomov s tendenciou odchyľovania k východu, prevláda v oblasti B. Štiavnice a Kremnice a podmienil hrasťovo-priekopovú stavbu územia, hlavne v strede vulkanitov (prelom štiavnicko-novobanský, kremnický, badínsky a žiarsky atď.). Tento zlomový systém predurčil geomorfolog. formovanie oblasti neovulkanitov. Tretí *systém SZ—JV* je najstarší, križuje ostatné systémy a podmienil výstup autometamorfovaných andezitov.

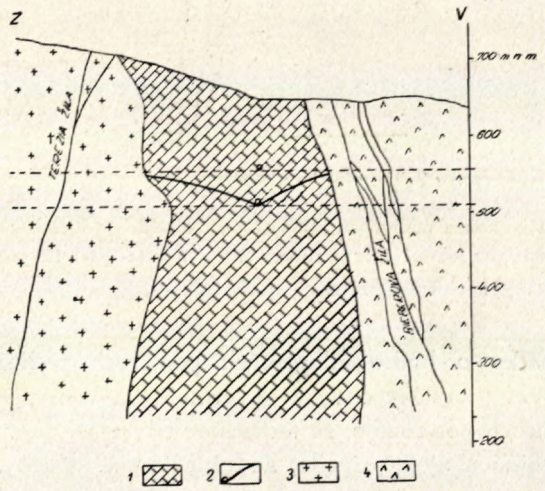
Vzhľadom na komplikovanú stavbu nemožno dobre rekonštruovať pôvodné vulkanické štruktúry, prípadne určiť centrá vulkanickej činnosti. Pričinila sa o to hlavne intenzívna erózna činnosť, ktorá prebiehala medzi jednotlivými vulkanic-

kými fázami, hlavne na konci vulkanického obdobia a viedla k deštrukcii pôvodných vulkanických foriem, až k inverzii reliéfu. Táto skutočnosť podstatne sťažuje určenie hydrogeologických štruktúr, keďže sa tu stretávame s hydrogeologicky odlišnými horninami striedajúcimi sa na krátku vzdialenosť i do hĺbky.

Hydrogeologické pomery ovplyvňujú aj banské diela, drenujúce často rozsiahle oblasti a narušujúce prirodzené pomery podzemných a povrchových vôd (obr. 1), ako aj podložie, tvorené horninami tatroveporíd. Gemeridné pásmo pod neovulkanity nezasahuje (vrtné profily v okolí Bušince).

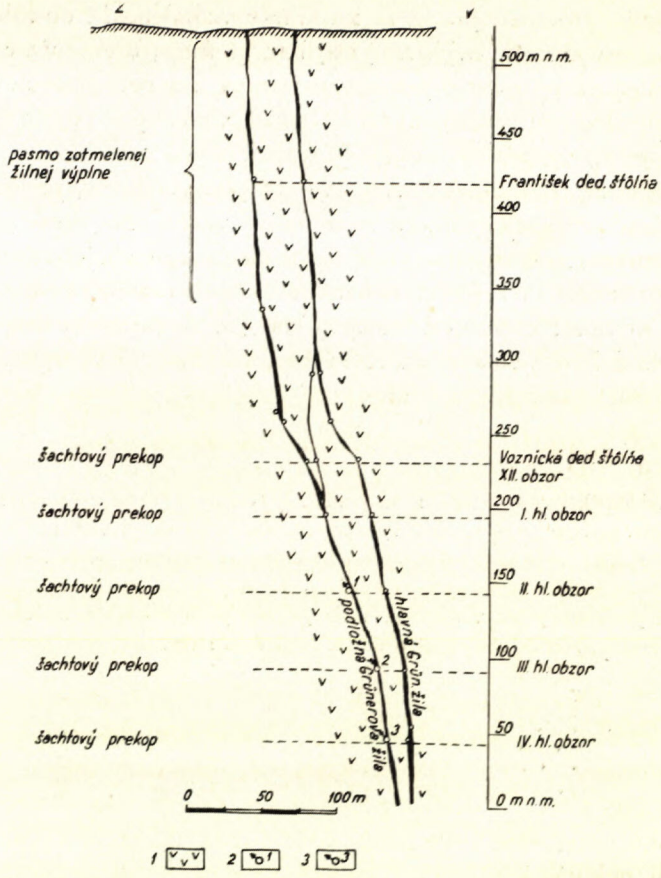
Tatroveporidy sa ponárajú v smere SV—JZ pod vulkanity, pričom sú aj samy členené na čiastkové antiklinálne a synklinálne pásma. Najlepšie je nám známy podklad vulkanitov v oblasti štiavnicko-hodrušského rudného obvodu vďaka intenzívnej banskej činnosti. Vo vyhnianskej doline bol paleontologicky preukázaný trias. Bridlice, pieskovce a zlepence od Dolných Hámrov sa zaraďujú do karbónu. Triasové vápence a dolomity sa zistili v revíri Ferdinandovej dedičnej štoly v B. Štiavnici a v okolí šachty Amália a Ondrej.

Hydrogeologicky zaujímavé sú pomery na šachte František, kde bola r. 1880 narazená na II. obzore termálna voda. Pri postupnom hĺbení bol výver strhovaný na nižšie obzory; dnes je sústredený na tektonicky silne drvenú zónu podložnej Grünerovej žily v úrovni IV. obzoru. Termálna voda nemá súvislosť s ostatnými vývermi studených banských vôd, ani nie je ovplyvnená výkyvmi atmosferických zrážok. Stredná výdatnosť termy sa pohybuje okolo 1000 l/min. a teplota 48,5 °C. Ide o vodu síranovo-horečnato-vápenatú, o celkovej mineralizácii 1740 mg/lit. pri 110 °C. Obsah CO_2 bol preukázaný len v stopách. Voda preniká po puklinách z andezitov, cez komplex uhličitanových hornín, kde sa obohacuje o ďalšie minerálne látky.



Obr. 1. Priečny rez s prekopami zo šachty Bránik s hydrogeologickou situáciou. 1 — karbonátový komplex I, 2 — depresie podmienené odvodňovacím účinkom I. hl. obzoru na nádrž puklinových podzemných vôd v karbonátovom komplexe, 3 — diority na bokoch žily Terézia, 4 — dacity na bokoch Bieber žily.

V r. 1962 bol pri Hontianských Nemcoch v hĺbke 700—746 m zistený príron termálnej vody o teplote 53,5 °C, pochádzajúcej z komplexu čiernych vápencov s nepravidelnými polohami grafitických bridlíc, pravdepodobne mezozoického veku.



Obr. 2. Priečny rez Hlavnou a podložnou žilou Grüner s hydrogeologickou situáciou. 1 — biotiticko-amfibolický andezit, na okraji žily Grüner, 2 — miesta jednotlivých nafáraní termy pri postupe do hĺbky, 3 — terajší hlavný výver.

Doterajšie poznatky o hydrogeologických pomeroch podložia neovulkanitov umožňujú vypracovať prognózy o výskyte termálnych vôd podkladu. Výver pri Hontianskych Nemcoch potvrdzuje, že termálne vody existujú v hlboko uložených uhličitanových horninách aj v prípade, keď infiltračná oblasť nie je priamo na týchto horninách, ale v neogénnych vyvrelinách. Podľa toho možno naraziť na termálne vody pod andezitovými príkrovmi aj tam, kde dosiaľ nemáme dôkazy o existencii uhličitanových hornín. Dôležitým vodidlom je tu geotermický stupeň, hlavne výskum anomálií geotermického stupňa.

Na základe doterajších výskumov možno očakávať v podloží neovulkanitov ďalšie zdroje termálnych vôd, hlavne v poklesnutých kryhách s uchovanými reliktami uhličitanových hornín. Termálne vody v podloží vulkanitov vystupujú po zlomoch alebo puklinách, čo je typické pre štruktúru termálneho sifónu. Z príkladov termálnej vody v B. Štiavnici a Hontianskych Nemcoch vidieť, že k výstupu vody môže dôjsť až po uvoľnení výstupnej vetvy, uzavretej do určitej hĺbky nepriepustným príkrovom mladotreťohorných eruptív. Vyplýva to aj z porovnania týchto termálnych vôd s vodami južného okraja neovulkanitov (Slovenské Kľačany, Dudince). V poslednom prípade však ide o metamorfovanú vodu, ktorá počiatočnú mineralizáciu získava v mezozoiku a obohacuje sa o ďalšie minerálne látky pri prenikaní cez neogén. Počas tejto premeny v neogénnych sedimentoch asi dochádza k znižovaniu pôvodnej teploty vody.

Z doteraz uvedeného vyplýva, že významný vplyv na formovanie podložia neovulkanitov mala syn- i postvulkanická tektonika, ktorej výsledkom bolo mozaikovité členenie bázy na jednotlivé kryhy, ktoré poklesli prípadne sa dvíhali samostatne. Hydrogeologický význam hlbokých tektonických štruktúr nie je zatiaľ plne objasnený. Ich vplyv vidíme len v miestach, kde vystupujú prirodzené minerálne a termálne pramene na povrch (Sklené Teplice, Sliač, Bukovina), alebo kde boli umele narazené vrtmi. Nové poznatky prinesú iste štruktúrne vrty, ktoré spresnia doterajšie názory o stavbe vulkanického pohoria a jeho podložia.

Charakter zvodnenia efuzívnych hornín a pyroklastík

Z efuzívnych hornín najrozšírenejšie sú andezity a čadiče rôznych typov a veku bez podstatného hydrogeologického rozdielu. Vytvárajú nepravidelne mocné prúdy vo forme príkrovov, čadiče aj kupy a sú nositeľmi puklinových vôd. Horotvornými tlakmi boli totiž porušené a prestúpené nepravidelnou sieťou puklín, v ktorých cirkuluje voda. Mohutné andezitové prúdy ležia často na tufoch alebo aglomerátoch, puklinová podzemná voda sa potom hromadí na menej priepustných polohách, na ktorých vyvierajú pramene. Keď je styk týchto hornín zakrytý sutinami, puklinová voda potom zvyšuje výdatnosť tzv. nepravých sutinových prameňov. Priemerná výdatnosť prameňov z andezitov neprevyšuje 1 l/sek. Ojedinele väčšia výdatnosť (5 l/sek. i viac) sa zistila za vhodných hydrogeologických pomerov, keď vplyvom tektoniky boli vrstvy porušené hlboko siahajúcimi zlomami a umožnili drenovanie z masívov väčšieho územia (Podzámčok). Pre vodu málo priepustné sú hlavne propylitizované úseky, kde drobné pukliny rýchle vyznievajú, prípadne sú vyplnené druhotnými minerálmi: sericitom, kaolinitom a chloritom. Veľmi intenzívna premena zastrela miestami nielen pôvodnú textúru hornín, ale aj pôvodný charakter geologickej stavby. Takéto horniny bývajú miestami prestúpené rudnými žilami (B. Štiavnica, Kremnica), ktoré v miestach zmeny smeru rudných žíl bývajú tektonicky silne porušené. Z týchto miest sa zistili výdatnejšie

prítoky banských vôd, nepravidelne rozmiestnené, pretekajúce z poruchových pásiem. Celková výdatnosť banských vôd značne kolíše, nesústredené prítoky presahujú len ojedinele 1 l/sek., sústredené obyčajne až 2 l/sek.

Osobitné postavenie majú ryolity, vytvárajúce len menšie príkrovy, častejšie kupovité útvary. Ryolitová magma bola značne hustejšia, a preto aj málo pohyblivá. Ryolitové masívy bohato pretínajú pukliny buď primárnej odlučnosti, ktoré vznikli pri tuhnutí viskóznej magmy, alebo nepravidelné tektonické pukliny. Takéto prostredie umožňuje vznik aj lokálne výdatnejších prameňov o výdatnosti až 5 l/sek. (Hliník n/Hr.).

Efuzívne horniny doprevádzajú sedimenty vulkanického pôvodu: tufy, tufity a aglomeráty, vyznačujúce sa miestami rytmickou sedimentáciou, t. j. rýchlym striedaním hrubo a jemnozrnného materiálu.

Zvodnenie pyroklastík závisí na genetických podmienkach vzniku, na uložení, granulometrickom a litologickom zložení týchto hornín. Rytmičnosť sedimentácie prejavuje sa rýchlym striedaním pelitických až hrubozlepencových frakcií, laterálne i vertikálne. Zvodnenie pyroklastík v takomto prostredí podmieňujú hlavne pukliny a viac otvorené vrstevné plochy. V oblastiach, kde na veľkej ploche boli pomerne jednotné genetické podmienky, vytváral sa podobný hydrogeologický režim ako u dobre priepustných hornín, napr. na území Krupinskej vrchoviny. Súvrstvie pyroklastík tu dosahuje hrúbku okolo 150 m, ktorá od J k S a SV postupne narastá. V súvrství nachádzame fácie s rovnakou genézou, rovnakým granulometrickým a litologickým zložením. Najviac zvodnené sú suchozemské tufy (subaerické) o granulácii zŕn 1—2 mm, podľa Karolusovej (1958) označované ako lapilové a brokové tufy. Voda v tufoch má charakter pórovej vody. Vytvárajú sa tu samostatné horizonty podzemnej vody, s hladinou často negatívne napätou, a to v dôsledku uloženia zvodnenej vrstvy, alebo keď nad priepustnými tufmi sú málo priepustné až nepriepustné polohy. Nepriepustné nadložie tvoria obyčajne aglomeratické tufy, alebo i samotné tufy sú utesnené ílovitým materiálom. Na lokalite Lišov a Litava po navŕtaní vystúpila voda na povrch a voľne odtekala (Lišov 1.0 l/sek., Litava 0,2 l/sek.); výron v Lišove postupne klesal až došlo k ustáleniu hladiny pod povrchom terénu. Vŕtané studne (25—60 m) v zvodnených tufoch dosahovali výdatnosti 1,5 až 5,0 l/sek. (Trpín 4,16 l/sek., Devičie 3,5 l/sek., Dol. Rykynčice 5,0 l/sek., Zemiansky Vrbovok 1,4 l/sek., Rakovec 3,0 l/sek., Litava 2,0 l/sek., Čabradský Vrbovok 2,7 l/sek. atď.).

Pórové tufy v podloží aluviálnych náplavov potokov sú priepustnejšie a viac zvodnené ako aluviálne náplavy. Vrty lokalizované v tufoch mali výdatnosť až 6,0 l/sek. (Medovarce, Hont. Tesáre, Rykynčice). Tufy vychádzajú v korytách potokov často na povrch, takže tu dochádza k priamemu vsedzovaniu vody do tufov. Zvodnenie tufov, sedimentovaných vo vodnom prostredí (subakválne tufy v zmysle genetickom), je menšie ako u tufov subaerických, hlavne v dôsledku prímesí ílovitého a hlinitého materiálu. Vďaka priaznivej granulácii a menšej

ílovitej alebo hlinitej prímesi však bývajú i tieto lokálne zvodnené (vrtmi možno dosiahnuť do 1,0—2,0 l/sek.). Rozlíšenie tufov subakválnych a subaerických v teréne je dosť ťažké a vyžaduje sedimentárnopetrografickú analýzu.

Južný okraj neovulkanitov, hlavne pyroklastiká v tufitovom vývoji, majú odlišné hydrogeologické vlastnosti. Uplatňuje sa tu styk pyroklastík s morskými sedimentmi, takže vody z vulkanitov sa miešajú s vodami morských sedimentov a vytvárajú bohaté horizonty podzemnej vody. Napr. na severnom okraji Ipeľskej kotliny v podloží pyroklastík boli fácie tortónskych pobrežných pieskov. Tufity a tufitické horniny sú hydrogeologicky menej priaznivé. Obsahujú obyčajne ílovité substancie a nepriepustné polohy, zhoršujúce priepustnosť. Lokálne, zvlášť na okraji mladotretohorných depresií, kde je materiál dobre triedený, hrubšej granulácie, môžu byť i tufity zvodnené a vytvárajú sa v nich horizonty podzemnej vody. Na južnom okraji Zvolensko-slatinskej kotliny vŕtané studne v tufitických sedimentoch dosahovali výdatnosť až 2,0 l/sek.

Aglomeratické tufy a iné pyroklastiká vyznačujú sa puklinovou priepustnosťou, ich výdatnosť býva menšia ako z tufov. Podzemné vody z aglomerátov boli zachytené aj vrtmi, častejšie však vystupujú ako puklinové alebo vrstevné pramene na povrch (výdatnosť jednotlivých prameňov býva až 1,0 l/sek.; napr. Hostečný prameň — Hrušov, Senohrad, Cerovo).

Charakter zvodnenia neovulkanitov nepriaznivo ovplyvnila propylitizácia a intenzívne subtropické zvetrávanie vulkanitov, ktorého produkty tvoria pelitické polohy s obsahom Al_2O_3. Nachádzame ich na pôvodnom mieste, splavené v depresiách i ako výplň trhlín a puklín. Vrtmi boli zistené v oblasti Krupinskej vrchoviny obyčajne vo vyšších polohách na pôvodnom mieste (Devičie, Čelovce — lazy).

Chemické a fyzikálne vlastnosti vôd neovulkanitov

Prostredie, v ktorom sa hromadia podzemné vody, sa litologicky a mineralogicky málo líši. V dôsledku plytkého obehu a malej rozpustnosti hornín sú podzemné vody neovulkanitov málo mineralizované (okolo 200 mg/l, niekedy i menej), hlavne vody puklinové z efuzív. Vody v pyroklastikách majú vyššiu mineralizáciu (okolo 300 až 500 mg/l), keďže voda sa dostáva do styku s rozloženými a ľahšie rozpustnými látkami. Chemicky ide hlavne o typ obyčajných vôd — hydrokarbonátno-vápenatých, lokálne so zvýšeným obsahom Mg, síranov a chloridov.

Špecifické chemické vlastnosti majú podzemné vody, vytekajúce z banských diel, prípadne i pramene v oblasti zrudnenia; sú to vody stredne až silne mineralizované so zvýšeným obsahom SO_4.

Podzemné vody z podložia vulkanitov, vystupujúce po tektonických zlomoch z veľkých hĺbok cez vulkanity, si zachovávajú svoj chemizmus. Ide o vody termálne, s vyššou mineralizáciou, síranovo-horečnato-vápenatého zloženia.

Tvrdosť vôd neovulkanitov kolíše v rozpätí 2,5 až 20° (nem.); zvýšenie tvrdosti

spôsobuje Ca a Mg, hlavne vo vrtoch, ktoré zasiahli jemnozrnnejšie polohy tufov a hlavne tufitov. Spravidla menšiu tvrdosť (do 15° nem.) majú pramenné puklinové vody z aglomerátov a efuzív. Koncentrácia vôd (pH) je slabokyslá až neutrálna.

Teplota vôd neovulkanitov kolíše od 8—13 °C, čo približne odpovedá priemerným ročným teplotám tejto oblasti. S extrémne studenými vodami (2—4,5 °C) sme sa stretli v oblasti ryolitov, kde vystupujú z intenzívne rozpukaných masívov krytých kamenným morom, prípadne skrývkou z bývalých kameňolomov. V tomto prostredí vznikajú podobné pomery, aké poznáme v ľadových jaskyniach. V puklinách a dutinách udržujú sa ľadové vložky a kryhy po celý rok a ochladzujú vody z týchto komplexov (oblasť Vyhien, Hliníka). Vyššia teplota vôd z niekoľkých hlbších vrtov sa riadi už geotermickým stupňom, v území neovulkanitov počítame s 1° na 20 m.

Pozornosť si zasluhuje i vzhľad vôd z vulkanitov. Pramenité puklinové vody a niektoré vody z vrtov, hlavne z hrubozrnnejších pyroklastík, sú číre, bez zákalu, vody z jemnozrnnejších pyroklastík majú trvalý slabý mliečny zákal. S takýmito vodami sa stretávame hlavne v okrajových oblastiach a najmä tam, kde sa prejavuje už styk vulkanitov s morskými sedimentmi neogénu. Podľa chemických i fyzikálnych vlastností vody neovulkanitov až na vzácne výnimky (zvýšený obsah SO_4, Fe, extrémne nízka tvrdosť a mineralizácia) vyhovujú kritériám pre pitné vody.

Využitie vôd stredoslovenských neovulkanitov

V severnej oblasti stredoslovenských neovulkanitov sa kryje potreba z bohatých vodných zdrojov z územia mezozoika; hlavné vodárenské zariadenia sú napojené na krasové pramene. Čiastočne sú využívané i aluviálne vody Hrona. Z krasových zdrojov v oblasti Harmanca bude zásobovaný pohronský skupinový vodovod, ktorý čiastočne zabezpečí zásobovanie strednej časti Pohronia medzi Banskou Bystricou a Levicami. Južná časť Kremnicko-štiavnického pohoria je nateraz zásobovaná z podzemných vôd neovulkanitov, ktoré v niektorých oblastiach sú jediným zdrojom pitných vôd. Ich využitie a rozsah zariadení závisí na výdatnosti zdrojov. Terajšie zdroje slúžia zväčša len pre miestne vodovody. Voda neovulkanitov sa zachytáva buď v opustených banských dielach, v prameňoch, alebo vŕtanými studňami. Z opustených banských diel sú zachytené vody v B. Štiavnici (Q—2,2 l/sek., Pukanci Q—10 l/sek., Novej Bani Q—2,5 l/sek., Vyhniach 7,0 l/sek., Hodruši 3,50 l/sek. a inde).

Významnejšie pramene puklinových vôd z neovulkanitov sú známe z oblasti Vtáčnika, v okolí Malachova (13,6 l/sek.), Hliníka n/Hr. (5 l/sek.), v oblasti Krupiny (Bebrava a Vajsov potok) dosahujú výdatnosť okolo 20 l/sek. Plánuje sa skupinový vodovod pre územia v povodí potoka Štiavnica. Menej výdatné pramene sú zachytené pre vodovody Handlová, Kremnica, čiastočne i Zvolen. Na

území Krupinskej vrchoviny sú využívané pramene o výdatnosti okolo 1,0 l/sek. v miestnych vodovodoch (Cerovo, Mladonice).

Vodné zdroje v oblasti stredoslovenských vulkanitov sa najčastejšie zabezpečujú vŕtanými studňami, ktoré sú hlavne na území Krupinskej vrchoviny jediným zdrojom pitnej vody. Hĺbka vŕtaných studní sa pohybuje od 25—100 m, výdatnosť 1,5—5,0 l/sek.

Záverom môžeme na základe doterajších hydrogeologických poznatkov stredoslovenských neovulkanitov povedať, že oblasť je chudobná na väčšie zdroje podzemných vôd. Ojedinelé výdatnejšie pramene slúžia len pre lokálne zásobovanie obyvateľstva. Väčšina takýchto prameňov je však značne vzdialená od sídlišť, v pomerne ťažko dostupnom teréne.

V oblasti budovanej sedimentárnymi vulkanitmi, ktorá je veľmi chudobná na podzemné vody, význam majú pórové vody v tufoch vhodného granulometrického zloženia.

Zvýšenú pozornosť si však zasluhujú termálne — minerálne vody z podložia neovulkanických hornín. Pri doteraz zistených prameňoch však treba dbať o ich racionálnejšie využitie, či už na liečebné a kúpeľné účely, alebo na vykurovanie objektov. Nejde len o prirodzené pramene v Sklených Tepliciach, ale aj o zdroje odkryté banskými dielami napr. v B. Štiavnici, Vyhniach a Kremnici. Nie je vylúčené, že ďalší geologický prieskum pomocou hlbokých štruktúrnych vrtov rozšíri počet výskytov termálnych vôd v tejto oblasti.

LITERATÚRA

[1] Hynie O., 1963: Hydrogeologie ČSSR II, Minerální vody. Nakladatelství ČSAV, Praha. — [2] Klír St., 1960: Hydrogeologické poměry revíru Františkovy šachty v Banské Štiavnice, Geologické práce, Zprávy 18, Bratislava. — [3] Klír St., 1963: Geothermický výzkum vrtu GK 1 u Hontianských Nemců na Slovensku (v tlači). — [4] Kuthan M + kolektív 1958, 1959: K problémom neovulkanitov Slovenska I., II., Geologické práce, Zošit 49, 54, Bratislava. — [5] Maheľ M., 1950: Hydrogeologické pomery v Sklenných Tepliciach; Geofond Bratislava.

V. BÖHM—S. KLÍR—P. OSTROLUCKÝ

ERKENNTNISSE DER HYDROGEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE IM ZENTRALEN TEIL DER JUNGVULKANISCHEN ERUPTIVGESTEINE

Neovulkanite im Gebiet der mittleren Slowakei können wir als Produkt stratovulkanischer Tätigkeit bezeichnen. Es handelt sich hier um Schichten von Eruptivgesteinen, die mit pyroklastischem Material wechseln. Vom genetischen Standpunkt aus, sind zwei Typen von Vulkanismus anzutreffen: der sog. subsequente Vulkanismus, mit seinen Produkten der Gesteinsreihe Andesit-Rhyolith-Basalt, und der finale Vulkanismus, der nur durch basaltoide Gesteine Pliozäns vereinzelt vertreten ist. Die Produkte des erstgenannten Typs finden in diesem Gebiet eine grössere Verbreitung. Dem Alter nach gehören sie dem oberen Torton und Sarmat an.

Ein Blick auf die geologische Karte lässt uns erkennen, das die pyroklastischen Gesteine im Vergleich mit den Eruptivgesteinen überwiegen. Es handelt sich hier um Tuffe, Tuffite und Agglomerate verschiedener Gattungen. Von den Eruptivgesteinen nehmen die Andesite die grössten Flächen ein. Sie kommen in Form von Lavaströmen und -decken vor. Das rhyolithische wie auch basaltische Magma war mehr viskos, und deshalb liess es nur Kuppen oder Ströme kleineren Ausmasses entstehen.

In allen Vulkaniten treffen wir Kluftwasser an, welches oft am Kontakt mit den weniger durchlässigen pyroklastischen Schichten, Quellen bis zu 1 Lit./Sek. entstehen lässt.

Die hydrogeologischen Verhältnisse der sedimentären vulkanischen Gesteine sind weniger bedeutend. Auch hier handelt es sich meistens um Kluftwasser (Agglomerate) von geringerer Ergiebigkeit, oder um Schichten, die wir als wasserstauend bezeichnen können (Tuffite). Einen bedeutsammen Komplex bilden die porösen Tuffe, in welchen wir wegen ihrer grösseren Ausbreitung und günstigen hydrogeologischen Verhältnisse einen zusammenhängenden Wasserspiegel aufweisen konnten. Pumpenversuche aus diesen Komplexen ergaben eine Schüttung bis 4 Lit./Sek. auf einen Brunnen.

Ausser den tektonischen Störungen, welche die Vulkaniten quer durchziehen, spielen auch Bergwerkstollen beim Formieren der hydrogeologischen Verhälnisse eine grosse Rolle. Sie durchqueren mehrere vulkanogene Schichten und entführen Grundwasser von einer grösseren Fläche. Dies spiegelt sich dann in der grösseren Ergiebigkeit solcher Quellen an der Oberfläche oder in den Gruben wider.

Paläozoische und mesozoische Komplexe im Liegedem der Vulkanite treten an mehreren Stellen zutage, (zum Beispiel in der sogenannten Insel von Banská Štiavnica) oder wurden in den Gruben von Banská Štiavnica und in mehreren Tiefbohrungen erschlossen. Es handelt sich hier hauptsächlich um kristalline Gesteine Paläozoikums und Karbonatgesteine Mesozoikums. Leztere sind im hydrogeologischen Sinne bedeutsammer. Sie sind die Grundwasserführer der Thermalwässer, welche bei günstigen geologischen und tektonischen Verhälnissen als natürliche Quellen zutage treten. (Bad Sklené Teplice), oder im Gruben von Banská Štiavnica, Kremnica und Vyhne aufgeschlossen wurden.

Nach der chemischen Zusammensetzung des Grundwassers der Vulkaniten hat diese einen HCO_3-Ca Charakter bei einem Mineralgehalt von 200 mg/Lit., bei den Quellen aus pyroklastischem Material etwas höher (300—500 mg/Lit.). Einige Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung des Wassers konnten wir dort beobachten, wo dieses aus Bergwerkstollen hervortritt. In solchen Fällen konnte das Wasser mit SO''_4 und Fe''' Ionen angereichert werden, was auch im höeren Mineralgehalt den Ausdruck findet.

Mineralwässer aus den mezozoischen Komplexen im Liegenden der Vulkanite gehören zum chemischen Typ $SO_4-Mg-Ca$. Diese erreichen eine Temperatur von 53 °C (Quelle „Josef" — Bad Sklenne Teplice). Die Temperatur des Wassers in den Quellen der Vulkaniten schwankt um 10 °C, (was der durchschnittlichen Jahrestemperatur dieser Gebiete gleicht). Eine extrem niedrige, aber ständige Temperatur einiger Quellen (2—4,5 °C) konnten wir dort antreffen, wo dass Wasser aus rhyolithischen Gesteinen hervortritt. Den Grund dieser niedrigen Temperatur sehen wir darin, dass das Wasser durch offene Spalten, welche mit grösseren Gesteinsblöcken abgedeckt sind, durchsickert. Solche Umstände bedingen die Bildung der Eisschichten in tieferen Lagen (unter ähnlichen Bedingungen wie in den Eishöhlen).

STANISLAV KLÍR

DŮLNÍ VODY ŠTIAVNICKO-HODRUŠSKÉHO A KREMNICKÉHO RUDNÍHO OBVODU

V centrální části štiavnického rudního obvodu jsou rudní žíly Špitálská, Bieberova a Terezie vyvinuty v masivu pyroxenického andesitu, který je při bocích rudních žil hydrothermálně proměněn. Tato proměna je souhrnně označována jako propylitizace. Na uvedený vulkanický komplex je vázána nádrž pravých podzemních puklinových vod. Průběh jednotlivých zvodnělých puklin je velmi proměnný a v důlních dílech se rychle střídají partie zcela neporušených andesitů s úseky, které jsou silně tektonicky porušeny. Směr i sklon puklin je velmi různorodý, mění se i spojitost puklin a jejich výplň. Pro vodu málo propustné jsou zejména všechny propylitizované úseky, v nichž drobné pukliny rychle vyznívají a jsou nejčastěji vyplněny druhotnými minerály vznikajícími při propylitizaci: sericitem, kaolinitem a chloritem. Tyto minerály ve výplni puklin podstatně omezují oběh pravých podzemních puklinových vod a místy jej dokonce znemožňují. Zcela typické je, že v blízkosti otevřených a pro vodu výborně propustných puklin nacházíme v propylitizovaných horninách mohutné výplně dislokačních jílů, které mají bobtnavou schopnost a jsou pro vodu relativně nepropustné. Tak na příklad v revíru Ferdinandovy dědičné štoly byly zjištěny v blízkosti otevřených puklin o volné výplni 7—10 cm dislokační jíly o mocnosti až 150 cm již ve vzdálenosti 3—5 m. V takových úsecích je tektonické porušení vždy velmi intensivní a je přirozeně predisponováno příčením tektonických ker a jejich novým roztříštěním po začlenění do nejmladších fází.

V hodrušském rudním obvodu jsou poměry velmi podobné, avšak hydrothermální proměna dacitových žil, tvořících zde většinou boční horniny žil Finsterortských, Stvořitele a Rosalie, je ještě intensivnější. Nejsou zde však naproti tomu známy příklady začlenění starších tektonických ker do eruptiv mladších fází a tektonické porušení je zde pravidelnější a je vázáno na nejmladší tektonické fáze.

Výplně rudních žil ve štiavnicko-hodrušském rudním obvodu jsou převážně

celistvé, jen místy jsou druzovité a vzácně v nejvyšších partiích rudních žil nacházíme i úseky se zřetelnými relikty po vyloužených uhličitanech v jalovinových úsecích žil. Tyto úseky jsou extrémně otevřeny a umožňují rychlý oběh podzemních vod po žilné výplni. Také tektonické porušení žilné výplně se rychle mění, je intensivnější v místech změn směru rudních žil a také jen v těchto úsecích, kde jsou vždy rudní žíly podstatně více tektonicky exponovány než ve vlastních rudních sloupcích, byly zjištěny vydatnější přítoky důlních vod. Na základě podrobné hydrogeologické dokumentace důlních děl lze odvoditi, že puklinová propustnost žilné výplně není odlišná od puklinové propustnosti bočních hornin. Přítoky důlních vod jsou rozloženy velmi nepravidelně, vždy jde o přítoky nesoustředěné, přitékající z poruchových pásem, které vytvářejí v důlních dílech souvislou přítokovou oblast, jejíž vydatnost sa pohybuje okolo 60 l/min.

Za scela charakteristické je třeba považovat pro režim důlních vod výtoky z počvy, které prokazují ustálení režimu. Nejvydatnější přítoky důlních vod byly zjištěny na překopech, kde vytékají z puklin v hydrothermálně neproměněných andesitech. Takové přítoky jsou zejména dobře patrné v t. zv. podzemních lomech pro zakládku z bočních nezrudnělých hornin. Zákonitosti oběhu pravých podzemních puklinových vod zjištěné v důlních dílech jsou v plném souladu s relativně živým oběhem v nepřeměněných eruptivech.

Vydatnosti přítoků důlních vod se pohybují ve velkých rozmezích. Nesoustředěné přítoky přesahují jen vyjímečně množství 60 l/min. Soustředěné přítoky mají vydatnost obvykle do 120 l/min., z uhličitanových hornin v revíru Ferdinandovy dědičné štoly, z uhličitanových hornin v blízkosti Amalia šachty a ze žíly Grünerovy v revíru Františkovy šachty přesahovaly však množství 1 m^3/min. v revíru Ferdinandovy dědičné štoly v době nejhlubší otvírky (1957—1959) obnášel pak přítok 2—3 m^3/min. Je zcela nepochybné, že kromě podílu vcezovaných vod z koryta vodoteče Georgi měl zde významnou funkci i drenážní účinek velkých pro vodu příznivě otevřených zlomů. Jeho funkce byla podrobněji osvětlena ve vztahu k thermě na Grünerově žíle (K l í r, 1960).

Hydrochemicky jsou důlní vody štiavnicko-hodrušského rudního obvodu středně až silně mineralizované, při čemž největší výkyvy jsou patrné u síranové složky v aniontové části. Nejvyšší obsahy síranů jsou vždy vázány na výtoky ze starých dobývek nebo na výtoky z rudních žil. Obsahy hydrokarbonátového aniontu jsou poměrně vyrovnané a zvýšení je patrné jen u výtoků přímo z karbonátových hornin v revíru Ferdinandovy dědičné štoly. Zcela charakteristická je nepřímá úměrnost mezi pH a síranovým aniontem na straně jedné a hydrokarbonátovým aniontem na straně druhé. Hodnoty chloridového aniontu jsou obecně velmi nízké. V kationtové části jsou poměrně nízké obsahy železa a manganu, které jen zřídka přesahují 10 mg/litr. Také obsahy alkalií t. j. sodíku a draslíku jsou relativně nízké, takže jde převážně o vody s výraznou převahou alkalických zemin t. j. vápníku a hořčíku, jejich obsah klesá jen zcela výjimečně pod 100 mg/litr.

Velmi významná je ve štiavnickém i hodrušském rudním obvodu cirkulace důlních vod pilíři v žilovině, která se děje od hornických děl v nejvyšší úrovni až po nejnižší patra. Takové pronikání důlních vod pilíři v žilovině je umožněno zejména rozpojením nadpatrových nebo podpatrových celíků střelnou prací při dobývání. Pozoruhodné při tom je, že prakticky není zjistitelný rozdíl mezi dobývkami z minulých let, prováděnými klasickým výstupkovým dobýváním se zakládkou, a novým způsobem dobývání na skládku. Důlní vody pronikají do skládek trhlinami v podpatrových pilířích z vyšších pater a podporují druhotné hutnění rozpojené rubaniny ve skládkách. Kromě těchto přítoků důlních vod proniklých do skládek z vyšších pater má současně podstatný vliv na hutnění rubaniny i oxydace vlastní rozpojené žilné výplně, která je převážně sulfidická. A na oxydaci rudniny působí rovněž vody z vrtání na výplach. Přítoky důlních vod z vyšších pater způsobují však kromě toho i uvolňování propylitizovaných bočních hornin v blízkosti žilné výplně, neboť jejich stabilita se při podmáčení snižuje a dochází při tom ke značným napadávkám bočních hornin do skládek. Vzhledem ke kaolinisaci, sericitisaci a případně i chloritisaci bočních hornin je významné, že takto uvolněné boční horniny zejména z nadloží rudních žil, působí při nabobtnání jako tmel v rozpojené rubanině a mají podstatný vliv na její druhotné zhutnění. Uvedené hutnění rubaniny ve skládkách je příčinou dobývacích ztrát při vypouštění skládek, neboť druhotně zhutnělou rubaninou nelze již ze skládek nikdy úplně vypustit. Podstatné zlepšení těchto poměrů by mohlo být dosaženo při nepropustném převedení důlních vod v chodbě nad porušenými podpatrovými celíky a nad ústím komínů a sýpů ve vodotěsných žlabech.

Oběh pravých podzemních puklinových vod v neovulkanitech je právě ve štiavnicko-hodrušském rudním obvodu ovlivněn velmi výrazně vyražením velkého počtu hornických prací, které mají značný drenážní účinek na nádrž podzemních puklinových vod. Odvodňování dílčích úseků je závislé na místní propustnosti, četnosti a charakteru výplně puklin, které u režimu puklinových podzemních vod představují sestupné i výstupné větve podzemního oběhu vody. Po vyražení hornické práce v neodvodnělém úseku dochází k naražení přítoku důlních vod v nejvyšší části důlního díla. Při odtoku podzemní vody z puklin dochází i ke snižování hladiny podzemní vody v nádrži puklinových podzemních vod (ve zcela extrémních případech i v jedné puklině) a přítok se soustřeďuje k nejnižšímu bodu důlních prací t. j. k počvě. Koncentrace přítoků důlních vod při počvě je znakem ustáleného režimu důlních vod.

Velmi zajímavé je srovnání hydrogeologických poměrů štiavnicko-hodrušského rudního obvodu s kremnickým. Vzhledem k přítomnosti rhyolitových hornin s převládajcím typem draselné metamorfosy je propustnost neovulkanitů v detailu poněkud nižší, také tektonická exposice celého kremnického rudního obvodu má menší intensitu. Naproti tomu kremnické žíly jsou tvořeny převážně křemitou výplní, která je místy drcena velmi silně a v celém průběhu rozpukána. Rudní žíly

jsou proto hlavními a prakticky jedinými drenážemi pravých podzemních puklinových vod. Také kvalitativní i kvantitativní znaky přítoků důlních vod jsou vyrovnanější a to vše hydrogeologické poměry oproti štiavnicko-hodrušskému rudnímu obvodu značně zjednodušuje.

Shrnutí

Hydrogeologické poměry ve štiavnicko-hodrušském a kremnickém rudním obvodu jsou charakterisovány hlubokou depresí v nádrži pravých podzemních puklinových vod, která je vyvolána drenážním účinkem důlních děl. Puklinovou propustnost neovulkanitů zvětšuje drenážní účinek rudních žil a omezují jílové minerály vzniklé hydrothermální proměnou neovulkanitů. S hlediska vedení důlních děl jsou významné makroxenolity karbonátových hornin v neovulkanitech. Dobývání je silně ovlivněno spojitostí důlních vod mezi jednotlivými patry, která spolu s napadávkami bočních hornin a oxydací rudniny způsobuje druhotné hutnění rubaniny ve skládkách.

LITERATÚRA

Klír St., 1960: Hydrogeologické poměry revíru Františkovy šachty v Banské Štiavnici. Geologické práce, Zprávy 18, Bratislava.

ANTON PORUBSKÝ

PODZEMNÉ VODY NEOGÉNNYCH A KVARTÉRNYCH USADENÍN NA SLOVENSKU

Úvod

Pohoria západokarpatskej vrásovej sústavy so svojím pretiahnutým tvarom vytvárajú významnú hranicu rozvodia v strednej Európe a popri najdôležitejšej zníženine hlavného európskeho rozvodia — Moravskej brány sú ďalšou rozvodnicou, rozdeľujúcou všetky zrážkové vody z územia Slovenska dvom moriam.

Podľa dlhoročných priemerov spadne ročne na územie Slovenska (cca 49.000 km^2) priemerne 787 mm zrážok, teda niečo viac ako 37,5 miliardy m^3 vody. Rozloženie zrážok je vzhľadom na orografické členenie, geomorfologickú stavbu a pretiahnutý tvar Slovenska veľmi nepravidelné. Pod 550 mm ročných zrážok (teda najmenej) je na východnom území Veľkého Žitného ostrova, pod 600 mm na území Podunajskej nížiny, v oblasti Trnavskej tabule až po Hlohovec, na Záhorí, na Pohronskej tabuli až po Nitru, Žitavskej tabuli po Vráble, v dolnej časti Hronskej tabule a napokon v najjužnejšej časti okolia Rimavskej a Košickej kotliny a Potiskej nížiny. Patria sem i tzv. suché kúty z okolia Levoče a Sabinova. V oblasti stredného a severného Slovenska, kde sa nachádzajú vyššie horské polohy, sú ročné zrážky nad 1000 mm. Sú to najmä niektoré časti Beskýd, Veľkej Fatry, Nízkych a Vysokých Tatier. Vo Vysokých Tatrách dosahujú zrážky až nad 2000 mm ročne.

Zo zrážkových vôd na území Slovenska vsiakne do vrchných vrstiev zemskej kôry asi 12,5 miliardy m^3 vody ročne, ktorá sa potom zúčastňuje na podzemnom obehu vody ako voda vadózna. Lokálne rozdiely v roztriedení zrážkových vôd ovplyvňuje geologicko-geomorfologická stavba a orografická členitosť územia, ako aj stupeň priepustnosti povrchových hornín a pokryvných útvarov.

Karpatská sústava má charakter pásmového pohoria, ktoré si miestami zachovalo až podnes vysokohorský ráz (Vysoké Tatry). Môžeme tu vymedziť nasledovné pásma (Andrusov 1958): 1. čelná priehlbina; 2. flyšové pásmo;

3. vnútorné bradlové pásmo; 4. pásmo jadrových pohorí: a) vonkajší oblúk, b) stredný oblúk, c) vnútorný oblúk; 5. mladotreťohorné panvy vo vnútri sústavy a napokon treťohorné vulkanické pohoria. Tieto štruktúrne-tektonické jednotky treba v širšom slova zmysle pokladať i za samostatné hydrogeologické celky, so špecifickou hydrogeologickou hodnotou, ktorá vyplýva zo vzájomných vzťahov petrografickej skladby hornín k vode.

V tomto krátkom prehľade chcel by som podať hydrogeologickú charakteristiku neogénnych a kvartérnych usadenín Slovenska, vystupujúcich v mladotreťohorných panvách. Ide o územia, v ktorých sa uplatňuje mladá poklesová tektonika a panvy, ktoré súvisia s celkovým poklesom strednodunajskej vnútornej priehlbiny. Najväčšiu hydrogeologickú hodnotu a vodohospodársky význam na Slovensku majú karbonatické pohoria, neogénne súvrstvia a kvartérne usadeniny.

ARTÉZSKE VODY NEOGÉNNYCH SÚVRSTVÍ

Z hľadiska štrukturálneho vývoj mladých panví bol predurčený poklesovou tektonikou výlučne germanotypného charakteru. Najstaršie tektonické línie sú karpatského smeru (SZ—JV, prípadne V—Z) a pozdĺž nich poklesli pôvodné pohoria. Výplň takto vzniklých panví tvoria rôzne vrstvy neogénu, v nadloží ktorých sú fluviálne a eolické sedimenty rôznych mocností. Neskoršie, ba aj v súčasných dobách boli tieto panvy postihnuté mladšími tetkonickými pohybmi, ktoré vytvorili tektonické línie rôznych smerov a úklonov, a ďalej segmentovali jednotlivé panvy.

V neogénnych panvách vystupujú teda sedimenty marínnej (pelagickej) povahy, podradnejšie tvoria podložie panví neogénne vulkanické komplexy. Nad nimi na povrchu vystupujú od marínnych komplexov často ťažko odlišiteľné fluviálne štrkopiesčité sedimenty. Možno teda z hydrogeologického hľadiska povedať, že mladotreťohorné usadeniny, prípadne vulkanické útvary v prípade priaznivých hydrogeologických úložných pomerov poskytujú artézske vody s pozitívnym pretlakom. Vo vyšších súvrstviach mladšieho sedimentárneho neogénu slovenských nížin a panví vyskytuje sa niekoľko zvodnených horizontov s pomerne kvalitnou artézskou vodou.

Intenzívny výskum v posledných rokoch priniesol mnoho nových poznatkov aj o stavbe slovenského neogénu, pod vplyvom ktorých menia sa i náhľady na stratigrafické začlenenie jednotlivých súvrství. Ide tu predovšetkým o vrchný panón, ktorý pre artézske vody Slovenska má mimoriadny význam. Podľa najnovších poznatkov sa zaraďuje až k vrchnému neogénu, teda do pliocénu — pontu, prípadne levantu. Tento nový pohľad na stratigrafiu vrchného panónu bude potrebné uplatniť aj v hydrogeológii.

Vzhľadom na geologicko-tektonickú skladbu slovenských panví navrhujem ich v hydrogeologickej klasifikácii rozdeliť na niekoľko artézskych oblastí. Predovšetkým sú to:

1. záhorská
2. podunajská
3. lučenská
4. košicko-moldavská
5. východoslovenská
6. artézske oblasti tabúľ;
7. artézske oblasti vnútorných panví:
   a) topoľčianska,
   b) hornonitrianska,
   c) breznianska,
   d) zvolenská,
   e) žiarska,
   f) ipeľská
   g) turčianska,
   h) oravská,
   ch) prešovská.

Artézska oblasť Záhorskej nížiny predstavuje slovenskú časť veľkej neogénnej panvy viedenskej, v podloží ktorej sú horniny paleogénu a mezozoika. Neogén Záhorskej nížiny je tektonicky veľmi porušený a má hrasťovú stavbu. Artézske vody sa vyskytujú v piesčitých polohách hlavne vo vrchnoneogénnych, panónskych a vrchnosarmatských súvrstviach. Do hĺbok 40 až 80 m sa prejavujú ako artézske negatívne i pozitívne, čo záleží od hĺbky súvrstvia, v ktorom ich narazíme, prípadne či zvodnená vrstva neogénu netvorí priamo podložie kvartéru. Nad hĺbkou 80 m sú všeobecne pozitívne. Voda je doplňovaná z okolitých polôh viatych pieskov — dún, prípadne zvodnených kvartérnych údolných nív.

Artézske horizonty podzemnej vody na Záhorskej nížine sa doteraz len málo vodárensky využívajú pre malú výdatnosť na jednu studňu (od zlomkov litra až po 6 l/sek.) a pre pomerne nevyhovujúcu kvalitu.

Vo vrchnom sarmate v okolí Gbiel objavujú sa horizonty nafty a zemných plynov, a preto pre vodu sa nedoporučuje vŕtať v tejto oblasti hlbšie ako 100—120 m. Artézske horizonty majú tu výdatnosť na 1 vrt až 6 l/sek. Najpriaznivejšie polohy artézskych vôd sú vo vrchnom panóne, v ktorom sú značne rozšírené piesky a miestami i drobné štrky.

V záhorskom panóne sa vyskytujú aj uhoľné íly a lignit.

Zákonitosti doplňovania artézskych vôd vzhľadom na pestrú tektonickú stavbu neogénnej panvy doteraz poznáme len málo. Najviac poznatkov o rozložení artézskych vôd na Záhorskej nížine máme z prieskumných vrtov.

Podunajská artézska oblasť je geograficky viazaná na Podunajskú nížinu a možno v nej vyčleniť niekoľko artézskych rajónov, z ktorých najvýznamnejšie sú:

Bratislavský artézsky rajón je známy už dávno, ale jeho podzemné vody sa tiež len málo využívajú, lebo ich odber sa javí ako neekonomický. Do tejto oblasti možno zahrnúť územie okolia Bratislavy, Petržalky, najvrchnejšiu časť Veľkého Žitného ostrova, na východ až po Trnavskú tabuľu.

Artézske horizonty podzemných vôd sú tu viazané na vrstvy pieskov, prípadne drobných štrčíkov vrchnoneogénnych súvrství, prípadne na šošovky pieskov uzavretých v panónskych íloch. Artézske studne z okolia Bratislavy dosahujú hĺbok okolo 120 m a majú maximálnu výdatnosť do 2 l/sek. Prvé polohy zvodnených pieskov sú už v hĺbke okolo 25—35 m (na 1 vrt okolo 0,2 až 0,5 l/sek.). Na mnohých miestach JV a V od Bratislavy vrchnoneogénne piesky tvoria podklad kvartérnym štrkopieskom a predstavujú spolu jeden hydrologický horizont. Sú to

zároveň miesta, ktorými bývajú doplňované podzemnou vodou hlbšie horizonty starších neogénnych súvrství. Artézske vody môžu byť doplňované aj na styku neogénnych piesčitých vrstiev s kryštalinikom a mezozoikom na južných svahoch Malých Karpát, menej po tektonických líniách.

Podzemná voda tejto artézskej oblasti zväčša vyhovuje pre pitné a priemyslové ciele. Využívajú ju niektoré bratislavské závody.

Galantský artézsky rajón patrí spolu s novozámocko-komárňanským k najznámenším a k najvyužívanejším na území Slovenska. Horizonty artézskych vôd sú tu viazané na vrstvy pieskov, prípadne drobných štrkov vrchného panónu, ktorý tu má mocnosť cez 1000 m. Zvodnené polohy pieskov (2—5 m) striedajú sa s mocnými polohami ílov a ílovitých pieskov v rozličných hĺbkach, počnúc už od 25—40 m. Vrchnejšie horizonty od 60—80 m mávajú negatívnu artézsku vodu (na 1 vrt 1—2 l/sek). V hlbších polohách vrchného panónu (nad 90—120 m) sú zvodnené polohy pieskov o väčšej mocnosti, piesky sú čistejšie, pre vodu priepustnejšie. Artézska voda máva piezometrické niveau i viac metrov nad terénom.

Do tejto oblasti zahrňuje širšie územie Galanty na juhu až po pravú stranu Malého Dunaja, na S po Trnavskú tabuľu a na SV až po profil Hlohovec—Leopoldov. Výdatnosť artézskych vrtov v okolí Galanty je podmienená tektonickou hrasťovou stavbou neogénu.

V okolí Galanty bolo urobených už viacero hydrogeologických vrtov na artézsku vodu, niektoré až do hĺbky vyše 400 m; na južnom a JZ okraji mesta sú artézske vrty s výdatnosťou 2—3 l/sek., SV vrt Rh-1 v roku 1957 dosiahol výdatnosť až 7,4 l/sek. pri znížení piezometrickej úrovne o 4,0 m, z hĺbky 93,0—101,0 m. Jeho počiatočná výdatnosť bola 9 l/sek. a priraďuje sa k najvýdatnejším artézskym vrtom na Slovensku. Druhý vrt Rh-2 odoberá vodu zo zvodneného horizontu v hĺbke 186,0—195,5 m v množstve 5,9 l/sek. pri znížení piezometrickej úrovne o 4,4 m.

Podzemné vody galantskej artézskej oblasti sú doplňované z infiltračných oblastí Trnavskej a Nitrianskej tabule a z kvartérnych vôd Považia až z okolia Nového Mesta n/Váhom a Piešťan, kde vrchnoneogénne polohy pieskov tvoria podložie zvodneného kvartéru.

Potvrdili to poznatky pri hydrogeologickom prieskume pre vodné diela Piešťany, Madunice, Zelenice a Sereď. Jednotlivé navŕtané plytké artézske horizonty do hĺbky 30—50 m menili tu svoje hydrodynamické závislosti priamo pod vplyvom prietokových množstiev vody v koryte Váhu. Podľa najnovších výskumov sú doplňované až z údolia Nitry i krasovými vodami z ponorených vápencových polôh Inovca, prípadne Tribča.

Artézska voda z vrchných panónskych zvodnených vrstiev galantskej oblasti spravidla vyhovuje svojimi chemicko-fyzikálnymi vlastnosťami pre pitné ciele až na zvýšenú teplotu (14—16—18 °C), podľa hĺbky jej horizontu. Možnosti využitia týchto artézskych vôd sú ďaleko väčšie než sa doteraz realizovali.

Novozámocko-komárňanský artézsky rajón je najväčšia a vodárensky najvyužívanejšia artézska oblasť Slovenska. Patrí k nej časť Podunajskej nížiny medzi riekami Váh, Malý Dunaj—Nitra—Žitava a východná časť Veľkého Žitného

ostrova. Sú tu známe desiatky artézskych studní, ktoré sú často jediným vodným zdrojom. Nositeľmi artézskych vôd sú zväčša vrstvy pieskov, piesčitých ílov a miestami i drobných štrkov vo vrchnoneogénnych súvrstviach, hlavne v panóne. V hĺbke pod 50—60 m sa prejavujú ako negatívne artézske horizonty, nad 100 m ako pozitívne; ich výdatnosť kolíše od 0,2 do 3 l/sek.; sú menšie ako v galantskej artézskej oblasti.

V okolí Šurian, Nových Zámkov, Palárikova, Hurbanova a Kolárova dosahuje hĺbka artézskych studní miestami až 300 m, najbežnejšie 120—180 m. Artézske horizonty z okolia Komárna sú nepravidelnejšie rozložené ako v okolí Nových Zámkov; aj ich výdatnosť je menšia. To je podmienené veľmi komplikovanou a živou tektonikou neogénu, hlavne panónskych súvrství. Vyššie horizonty artézskych vôd komárňanskej oblasti sú od vyšších horizontov novozámockých oddelené, akoby prerušené, veľkou kolárovskou depresiou (hĺbkou 100—120 m), vyplnenou pieskami s jemnými ílovitými pieskami najvrchnejšieho neogénu. Stratigrafická hranica medzi kvartérom a neogénom je tu ťažko určiteľná, lebo zvodnený kvartér leží priamo na zvodnených pieskoch neogénu a tvoria spolu jeden hydrogeologický celok s voľnou hladinou podzemnej vody. Výdatnosť jednotlivých vrtov kolíše od 6 až do 30 l/sek., čo dáva nádejné predpoklady na zabezpečenie vody najmä pre zásobovanie obyvateľstva a na poľnohospodárske závlahy. Kolárovská depresia dosahuje najväčšej mocnosti v okolí Kolárova a má pretiahnutý tvar v podobe priehlbiny smerom na Palkovičovo.

Artézske horizonty z okolia Komárna sú veľmi málo preskúmané. Hydrogeologický charakter vrstiev sa tu pod vplyvom pestrej a živej tektoniky mení takmer z miesta na miesto; tak na SZ a Z od Komárna sa vyskytujú artézske horizonty už od hĺbky 50 m, kým na S a SV sú kryhy vrchného panónu, v ktorých ani do hĺbky 400 m nebol navŕtaný artézsky zvodnený horizont. Západne od Komárna sa prvý raz dokázal priamy vplyv a hydrodynamická spojitosť medzi prietočnými množstvami vody v koryte Dunaja a podzemnými vodami vrchných artézskych horizontov. Artézsky horizont v hĺbke 50 m s negatívnou úrovňou reaguje na zmeny režimu Dunaja po 36 hodinách, pričom pri vysokých vodných stavoch na Dunaji sa stáva pozitívnym, pri nízkych klesá i jeho piezometrická úroveň na negatívnu.

Štúrovský artézsky rajón má zvodnené polohy vo vrstvách sarmatu a starších útvarov. Jeho artézske horizonty sa doteraz málo využívajú. Do väčších hĺbok sa nedoporučuje vŕtať vzhľadom na výskyt termálnych vôd, plytšie polohy zas majú malú výdatnosť — maximálne do 2 l/sek. Artézske horizonty podzemnej vody tohto rajónu majú svoje infiltračné oblasti hlavne na Belanských a Kováčovských kopcoch, prípadne v alúviu Dunaja. Infiltračné oblasti termálnych vôd na pravej i na ľavej strane Dunaja — na našom území v línii Patince—Obid—Štúrovo — treba hľadať v karbonatickom pohorí na pravej strane Dunaja v Maďarsku.

Prehľad o výskyte artézskych horizontov z okolia Štúrova je známy hlavne z prác Uhoľného prieskumu.

Lučenská artézska oblasť je azda najmenej preskúmaná. Jej vrchnoneogénne sedimenty obsahujú v technicky ľahko dosažiteľných hĺbkach len málo polôh zvodnených pieskov, nepravidelne rozložených. Juhoslovenská neogénna panva lučenská má viac čiastkových užších a plytších panví, ale zatiaľ ani z jednej nepoznáme väčší výskyt artézskych horizontov. V okolí Lučenca je síce niekoľko artéz-

skych vrtov hlbokých až okolo 400 m, ale ich výdatnosti sú cca 1 l/sek., najčastejšie s negatívnym artézskym pretlakom a s vysokou teplotou vody.

V plytších panvách hraničiacich s karbonatickými pohoriami vyskytujú sa pozitívne artézske horizonty až na báze neogénu, prípadne až na povrchu karbonatických hornín. Často však pri hydrogeologickom prieskume pitných artézskych vôd vytryskne z vrtu minerálna voda, ako napr. v Šafárikove, kde sme navŕtali na báze oligocénu najbohatší zdroj stolnej minerálnej vody na Slovensku v hĺbke 90 m, so zvýšenou teplotou (až 28 l/sek.). Asi 1 km ďalej na východ v obdobných hydrogeologických podmienkach sa zistili zdroje dobrej, prostej podzemnej vody.

Košicko-moldavská artézska oblasť nachádza sa geograficky západne od Prešovsko-tokajského pohoria a južne od Spišského rudohoria, po oboch stranách rieky Hornádu a Bodvy. Artézske horizonty sú tu viazané hlavne na piesčité polohy panónu a na polohy tufitov, miestami v sarmate. Ich výskyt je známy priamo z mesta Košíc a okolia. V Košiciach sa už dlhé roky využívajú artézske vody pre pitné i priemyselné účely (košický pivovar a sladovne odoberajú z artézskych horizontov vrchného panónu cca 10 l/sek). Artézske studne sú hlboké 90—180 m s výdatnosťou 2—3 l/sek., výnimočne až 6 l/sek. Voda, až na zvýšený obsah Fe a Mn, vyhovuje pre pitné účely. Jej teplota závisí od geotermického stupňa a kolíše okolo 14—16 °C. Plytšie horizonty artézskych vôd v okolí Košíc sa vyskytujú už aj v hĺbke okolo 30 m.

Podobné artézske horizonty sú v celej košickej kotline od Košíc na juh, pokračujú i do Maďarska do Veľkej Podunajsko-potiskej nížiny. Menej známe sú z Moldavskej nížiny, kde na základe rovnakej geologickej stavby dá sa analogicky predpokladať tiež výskyt artézskych horizontov, pomerne výdatných. Tu je totiž opodstatnený predpoklad existencie skrytých krasových vývervov z okolitých mezozoických pohorí priamo do vrchnoneogénnych súvrství. Naznačujú to aj najnovšie hydrogeologické práce z roku 1963. Plytké artézske horizonty boli tu dokázané i inžiniersko-geologickým prieskumom staveniska pre Východoslovenské železiarne.

Východoslovenská artézska oblasť je geograficky a geologicky viazaná na Východoslovenskú nížinu, ktorá tvorí severnú časť Potiskej nížiny, uzavretú medzi Prešovsko-tokajské pohorie, Ondavskú vrchovinu a Vihorlat. Na východe pokračuje do Zakarpatskej Ukrajiny a na juhu do veľkej maďarskej nížiny — Alföldu. Možno tu vyčleniť viac artézskych rajónov, z ktorých najvýznamnejšie sú:

a) *artézsky rajón v západnej časti nížiny* na styku sedimentárneho neogénu s vulkanitmi Prešovsko-tokajského pohoria, od Vranova na severe až po Slánske Nové Mesto. Reprezentujú hovodnené polohy pieskov, drobných štrkov a tufitov panónu a vrchného sarmatu. Známe sú v nich artézske vody z okolia Drahova, Ozoroviec a Zemplínskej Teplice. Artézsky vrt v Drahove hlboký cca 120 m mal výdatnosť 6 l/sek.; vrt južne od Zemplínskej Teplice pri ceste do Slánskeho Nového Mesta v hĺbke 90—120 m mal počiatočnú výdatnosť 10 l/sek., ustálil sa na 6 l/sek. a patrí medzi najvýdatnejšie artézske vrty s pitnou vodou na Slovensku. Artézsky vrt v Sečovciach odoberá 1 l/sek. z tufov a tufitov tzv. albínovskej série;

b) *artézsky rajón okolia Slanca*, kde zvodnená vrstva je tvorená tektonicky porušenými tufmi, dáva na 1 vrt (120—160 m) asi 2—6 l/sek. vody. Obidva rajóny, súdiac podľa chemicko-fyzikálnych rozborov vôd, majú svoje infiltračné oblasti v priľahlom Prešovsko-tokajskom pohorí, budovanom ryolitmi, andezitmi a ich pyroklastikami, ktoré sú pre vodu pomerne dobre priepustné;

c) *artézsky rajón podvihorlatský*, známy z okolia Sejkova, Hnojného, Tibavy, Vyšného Nemeckého a inde, kde boli navŕtané artézske horizonty (4—6 nad sebou) vo vrchnopanónskom a sarmatskom súvrství pieskov, drobných štrkov, ílovitých pieskov, tufov, prípadne uhoľných slojov až do hĺbky 360—380 m. Najhlbšie zdroje artézskej vody — zároveň i najbohatšie — vyskytujú sa až na báze neogénu, na povrchu mezozoika, prípadne paleogénu a andezitov. Výdatnosť jednotlivých vrtov kolíše od 2—6 l/sek. dobrej kvalitnej vody, ktorá má však zvýšenú teplotu (16—18 °C). Do hĺbky 40—60 m sú artézske horizonty negatívne, nad 60 m pozitívne. Vodárensky najvhodnejšie sú artézske vody z okolia Tibavy (z hĺbky cca 60 m), ktoré sa využívajú pre sobranecký vodovod. Ide o plytký artézsky horizont pozitívny z bázy neogénu a podložných andezitov;

d) *artézske vody vlastnej neogénnej panvy* vyskytujú sa v piesčitých súvrstviach v najrôznejších hĺbkach po celej Východoslovenskej nížine, vždy niekoľko nad sebou; pre malú výdatnosť sa vodárensky využívajú len veľmi málo. Plytšie horizonty s výdatnosťou do 2 l/sek. sa využívajú v okolí Trebišova, Vojan, Veľkých Kapušian, Kráľovského Chlmca a inde. Na JV od Kráľovského Chlmca má hydrogeologický vrt hladinu mierne napätú a výdatnosť počas čerpacieho pokusu až 15 l/sek. Vrt je hlboký cca 30 m; zvodnený horizont tvoria skoro až tekúce piesky. Je to jedinečná výdatnosť hydrogeologického vrtu v podmienkach tekúcich pieskov na Východoslovenskej nížine.

Veľkú artézsku nádrž podzemnej vody v *okolí Čiernej nad Tisou a medzi Kráľovským Chlumcom a maďarskými hranicami* tvorí poloha (až 30 m mocná) zvodnených pieskov. Jej podzemná voda sa doteraz vodárensky len málo využíva, lebo zvodnené piesky sú pod tlakom a pri pohybe vody stávajú sa tekúcimi, tečú s vodou do vrtov, upchávajú ich a v ich okolí vytvárajú kaverny veľkých rozmerov.

V posledných rokoch (1962—1964) robí sa na Východoslovenskej nížine podrobnejší hydrogeologický prieskum kvartérnych i neogénnych podzemných vôd, ktorý má overiť možnosti ich vodárenskeho využitia.

Hlbšie horizonty artézskych vôd sa zistili v súvislosti s naftárskym prieskumom. Pre vodárenske využitie prichádzajú do úvahy len podzemné artézske vody panónu, vrchného sarmatu, prípadne zo skalného podložia, ako je tomu v podvihorlatskej depresii. Podzemné vody z ostatných miocénnych súvrství môžu byť slané a obsahujú aj stopy nafty a plynov.

Artézske vody Východoslovenskej nížiny sú doplňované hlavne z infiltračných oblastí v Prešovsko-tokajskom pohorí, na Krivošťanskom a Vihorlatskom pohorí, menej zo zvodneného kvartéru hlavne riek Laborca, Uhu a Latorice.

Artézske oblasti sprašových tabúľ sa prakticky kryjú s územím jednotlivých tabúľ, ako sú Trnavská, Žitavská, Nitrianska, Hronská, Ipeľská atď. K nim priraďujeme i neogén pod údolnými nivami jednotlivých riek, ktoré sú od seba vzájomne oddelené jednotlivými sprašovými tabuľami, prípadne štrkopieskovými formáciami. Artézske horizonty tu tvoria piesčité vrstvy, miestami i vrstvy drobných štrčikov, najčastejšie vrchnopanónske, prípadne pont-levantské. Niekde, ako napríklad na Trnavskej tabuli, prvý vodný horizont vyskytuje sa hneď pod sprašami

v hĺbke od 18—30 m, inde pre nedostatok iných vodných zdrojov sa vŕta na artézsku vodu i do hĺbok 400—600 m, často len s malým, prípadne žiadnym efektom (napr. na Hronskej a Ipeľskej tabuli).

Hydrogeologický výskum artézskych vôd sprašových tabúľ sa doteraz neuskutočnil, iba lokálne prieskumy. Litologická skladba neogénu pod sprašovými nánosmi Trnavskej, Nitrianskej a Pohronskej tabule sa pozná pomerne dobre z naftového prieskumu. Plytšie vodné zdroje vrchnoneogénnych piesčitých vrstiev sa využívajú hlavne na Trnavskej tabuli pre zásobovanie mesta Trnavy a pre niektoré závody.

Na Nitrianskej pahorkatine centrum artézskych vôd je v okolí obce Mojmírovce. Artézsky vrt hlboký iba 28 m má výdatnosť 4,5 l/sek. dobrej pitnej vody, pochádzajúcej pravdepodobne z ponorených a skrasovatených vápencových súvrství Tribča. Bohaté nádrže artézskych vôd sa vyskytujú i na okrajoch sprašových tabúľ.

Geologický prieskum navŕtal dve takéto vodné nádrže pomerne blízko k povrchu a s neočakávanou výdatnosťou; jedna V od Zlatých Moraviec v povodí Žitavy v hĺbke 40—55 m bude slúžiť pre zásobovanie Zlatých Moraviec. Zvodnenú vrstvu tvoria horniny typu kolárovskej formácie; je doplňovaná vodou z nemčinianskych štrkopieskov na Hronskej tabuli. Druhá nádrž je v blízkosti Dvorov n/Žitavou; zvodnenú vrstvu v hĺbke 30—35 m tvoria štrkopiesky kvartéru a ich infiltračnou oblasťou je Žitavská tabuľa. Obe nádrže majú pozitívny artézsky pretlak a výdatnosť 6—8 l/sek. dobrej pitnej vody.

Artézske oblasti vnútorných panví predstavuje topoľčianska, novácka, modrokamenská, breznianska, zvolenská, žiarska, turčianska, oravská a prešovská panva, ako aj menšie panvy v povodí Ipľa, Slanej a pod. Vo všetkých týchto panvách vyskytujú sa artézske horizonty podzemných vôd. Najbohatšia je panva modrokamenská a novácka, kde prítomnosť vody predstavuje značnú prekážku pri ťažbe uhlia. Jednotlivé zvodnené horizonty s artézskym pretlakom vyskytujú sa tu až do hĺbky cez 400 m, s teplotou vody často i nad 20—22 °C. Najmenšiu vodárensku hodnotu majú artézske neogénne panvy vnútorných kotlín žiarskej, oravskej a menších kotlín v povodí Ipľa a Slanej, ktorých podzemné vody sa vôbec nevyužívajú a sú aj najmenej známe.

V tejto práci sústredil som sa hlavne na plytšie artézske horizonty podzemných vôd Slovenska do hĺbky 400—600 m, i keď existujú aj hlboké artézske horizonty, v hĺbkach aj pod 1000 až 1500 m (hlavne na Záhorskej, Podunajskej a Východoslovenskej nížine). Ich vody sú veľmi teplé, silne mineralizované a dali by sa využiť na najrôznejšie vodárensko-hospodárske a rekreačno-zdravotné účely.

Celkove treba zdôrazniť, že artézske vody na Slovensku sa budú musieť v budúcich rokoch podrobiť detailnému hydrogeologickému výskumu a prieskumu, aby sa mohli lepšie a ekonomickejšie využiť. Doteraz nevyužité zásoby artézskych podzemných vôd odtekajú vo zvodnených horizontoch na juh a dopĺňajú artézske horizonty Podunajskej nížiny na území Maďarska. Potvrdzujú to poznatky z územia Podunajskej, Košickej i Východoslovenskej nížiny.

KVARTÉRNE VODY

Slovenské nížinné oblasti, pomerne dlhé toky a hustá sieť riek a potokov majú na svojich údolných nivách a starších terasách zvodnené kvartérne sedimenty miestami dosť mocné. Prevládajú tu riečne nánosy štrkopieskov, pokryté na povrchu eluviálnymi a deluviálnymi povodňovými a sprašovými hlinami a sprašami, viatymi pieskami, sutinami a dejekčnými kužeľmi. Najväčší význam z hľadiska vodárenského využitia podzemných vôd majú kvartérne štrkopiesky údolných nív, terás, nížinných oblastí i jednotlivých kotlín. Sú to všeobecne oblasti, kde podiel zrážkových vôd na doplňovaní zásob podzemných vôd vysoko prekračuje tretinu.

Slovensko je pomerne bohaté na podzemné vody kvartérnych usadenín, len ich geografické rozmiestenie je nepravidelné. Preto máme na Slovensku oblasti s veľkými prebytkami a na druhej strane oblasti s citeľným nedostatkom podzemných vôd, niekde zapríčinený skôr kvalitatívnymi vlastnosťami podzemných vôd kvartérnych nánosov. Tak napr. na väčšej časti Východoslovenskej a Záhorskej nížiny, v povodí Hrona a inde podzemné vody kvartéru nevyhovujú pre pitné ciele pre zvýšený obsah Fe, Mn, síranov, prípadne iných komponentov.

Pre lepší prehľad o vodárenskej hodnote preberieme kvartérne vody podľa povodí jednotlivých riek a to:

Dolná Morava	Nitra	Hornád
Dunaj	Hron	Bodrog
Horný Váh	Ipeľ	Poprad
Dolný Váh	Slaná	

V týchto povodiach sú zahrnuté i všetky slovenské nížiny a kotliny, ktoré v hydrogeológii Slovenska hrajú podstatnú úlohu. Kvartér riečnych údolí, nížin a kotlín tvorí samostatný hydrogeologický celok a so svojimi špecifickými vlastnosťami, národohospodárskym významom a geologickou klasifikáciou je často významnejší ako iné útvary.

Povodie Dolnej Moravy. Na území Slovenska povodie dolnej Moravy reprezentuje Záhorská nížina ohraničená M. Karpatmi, riekami Moravou a Myjavou. Základný hydrogeologický výskum robí tu od roku 1959 E. Kullman, ktorý ju rozdelil na 5 oblastí (K u l l m a n 1963):

1. o b l a s ť — hydrogeologicky málo priaznivé územie s predpokladanou možnosťou získania podzemných vôd až 2 l/sek. zahrňuje najväčšiu časť nížiny, ohraničenú zhruba obcami Plavecký Štvrtok—Jakubov—Gajary—Malé Leváre—Sekule—Kuklov—Šaštín—Borský Mikuláš—Lakšárska Nová Ves—Malacky;

2. o b l a s ť — hydrogeologicky priaznivé územie s predpokladanou výdatnosťou na jednotlivé vŕtané studne do 10 l/sek.; ide len o dve malé územia, a to v okolí Studienky a JV od obce Mikulášov a o časť aluviálnych náplavov rieky Myjavy.

3. o b l a s ť — hydrogeologicky priaznivé územie s predpokladanou výdatnosťou na jednotlivé vŕtané studne 10—30 l/sek. sa rozprestiera pod svahmi Malých Karpát. Ide o niekoľko desiatok

metrov mocné zvodnené vrchnopanónske a kvartérne piesky a štrky. Do tejto skupiny patrí aj územie v oblasti obcí Sekule a Mor. Ján.

4. oblasť — hydrogeologicky veľmi priaznivé územie s predpokladanou výdatnosťou nad 30 l/sek. na jednu vŕtanú studňu nachádza sa v depresii, ktorá sa tiahne od rieky Moravy k Zohoru a Vysokej pri Morave. Je vyplnená pomerne mocnými polohami štrkov, patriacich sčasti kvartéru, sčasti neogénu.

5. oblasť — na základe inžiniersko-geologického a hydrogeologického prieskumu pre vodné dielo Dunaj ukazuje sa ako hydrogeologicky priaznivá oblasť po ľavej strane rieky Moravy, od Vysokej po Malé Leváre, kde možno získať jedným vrtom až 10 l/sek. vody.

Povodie Dunaja. Čiastkové povodie Dunaja zahrňuje územie ostrovov nad Karlovou Vsou, ďalej 4 obce na pravom brehu Dunaja, územia okolo Bratislavy, Žitný ostrov a úzky pruh lemujúci hlavný tok Dunaja medzi ústím Váhu a Ipľa. Plocha povodia meria 2790 km^2. Dunaj podstatnú časť svojich vôd zbiera z alpských ľadovcov a snehov; preto má pomerne stály vodný stav počas celého roku, najvyšší v lete, keď sa v Alpách topí sneh. Maximálne prietoky na Dunaji dosahujú až nad 10 000 m^3 za sekundu, stredné okolo 2200 m^3/sek.

Československú časť Dunaja možno geologicky rozčleniť na niekoľko celkov so spoločnými geologickými a hydrogeologickými znakmi: 1. oblasť devínskej prervy; 2. oblasť Bratislavy; 3. oblasť Veľkého Žitného ostrova; 4. oblasť medzi Komárnom a Štúrovom; 5. oblasť Chľaby.

Oblasť devínskej prervy medzi Devínom a Bratislavou je vytvorená karpatskou tektonikou. Tok Dunaja tu preráža kryštalickým jadrom Malých Karpát, budovaným žulou a jej diferenciátmi s rôznym stupňom porušenia a premeny. Aluviálnu nivu vypĺňa pomerne hrubá (10—18 m) vrstva štrkopieskov, dobre opracovaných a pre vodu priepustných. Pod nimi na mnohých miestach sú malokarpatské žuly, miestami sarmatské usadeniny, prevažne piesčitého a piesčito-ílovitého charakteru. V devínskej prerve vytvoril si Dunaj dva ostrovy, z ktorých väčší, tzv. Sihoť, je vodárenským ostrovom bratislavského vodovodu. Na ostrove sú veľmi dobre priepustné štrkopiesky, ktorých voda je v priamej hydraulickej spojitosti s Dunajom a jej zásoby sa menia pod vplyvom prietokových množstiev vody v koryte Dunaja. Pre bratislavský vodovod sa tu odoberá 800—1000 l/sek. vody. Koeficient filtrácie štrkov dosahuje až $6 . 10^{-2}$ m/sek., priemerná priepustnosť $5{,}8 . 10^{-3}$ m/sek.

Oblasť Bratislavy a Petržalky patrí hydrogeologicky k územiu pod devínskou prervou na oboch stranách Dunaja. Staršie sedimenty Dunaja sú tu zachované vo forme niekoľkých terás, kým na Žitnom ostrove v dôsledku intenzívneho poklesávania je sled terás obrátený. Na území Bratislavy a Petržalky začína najväčšia infiltračná činnosť dunajských vôd do podzemných vôd vlastných náplavov na obe strany koryta. Táto infiltrácia má najväčší význam práve na okrajoch Bratislavy a smerom na JV k Bernolákovu, kde sa stretajú vody infiltrované z Dunaja a zrážkové vody zo svahov Malých Karpát. Podiel posledných je však pomerne malý a ťažko vyčísliteľný. V priestore medzi Bratislavou, Vajnormi a Bernolákovom sú kvartérne štrkopiesky pomerne dobre zvodnené s výdatnosťou na 1 studňu až do 30 l/sek. a s koeficientom priepustnosti v priemere $3 . 10^{-3}$ m/sek.

Oblasť Žitného ostrova tvorí mocná vrstva kvartérnych, silne zvodnených štrkopiesčitých sedimentov, nanesených Dunajom vo forme obrovského dejekčného kužeľa. Územie je poprerývané starými ramenami (kedysi hlavné koryto Dunaja bolo dnešné koryto Malého Dunaja). Smerom od Bratislavy kvartérne štrkopiesky neustále pribúdajú, v okolí Pod. Biskupíc dosahujú už okolo 30 m, pri Čilistove a Dobrohošti ich podložie nebolo dosiahnuté ani v hĺbke 150 m

Najväčšiu mocnosť dosahujú asi medzi Čilistovom, Dunajskou Stredou a Gabčíkovom (i viac ako 300—400 m); doteraz sa predpokladala v okolí Gabčíkova, avšak r. 1963 sa zistil neogén v Gabčíkove už v hĺbke 87 m. Teda najhrubšia vrstva štrkopieskov na Žitnom ostrove bude severnejšie. Podľa maďarských geológov kvartérne dunajské štrkopiesky na maďarskej strane dosahujú hrúbku až nad 400 m.

Hydrogeologické pomery Veľkého Žitného ostrova sú veľmi priaznivé pre akumulovanie veľkého množstva podzemných vôd. Podľa výpočtov Výskumného ústavu vodohospodárskeho v Bratislave obsahujú štrkopiesky Veľkého Žitného ostrova až 7 miliárd m^3 vody. V severnej časti Veľkého Žitného ostrova je vybudovaný II. vodný zdroj mesta Bratislavy, ktorý bude dodávať do bratislavského vodovodu v najbližších rokoch 1200 až 1500 l/sek. Na celej hornej časti Žitného ostrova možno jedným hydrogeologickým vrtom odoberať 100—150 l/sek. vody. Koeficient priepustnosti sa najčastejšie udáva od 3,5 až 8,5 . 10^{-3} m/sek., niekde i viac, na východnej časti ostrova však podstatne menej (B u j a l k a 1961).

Podzemné vody Veľkého Žitného ostrova sú v hornej časti doplňované infiltrovanými vodami z koryta Dunaja. Prebytky podzemných vôd sa v dolnej časti Žitného ostrova odvodňovacími kanálmi odvádzajú k prečerpávacím staniciach. V dolnej časti Žitného ostrova sa mení charakter kvartérnych štrkopieskov, pribúdajú viac piesky, miestami až jemnozrnné a tekúce. Smerom ku Komárnu ubúdajú a medzi Medveďovom a Komárnom sa ich hrúbka pohybuje už iba od 18 do 8 metrov.

Pri kvalitatívnom hodnotení podzemných vôd Veľkého Žitného ostrova je potrebné vychádzať nielen z ich plošného rozloženia a výskytu, ale i z vertikálneho — hĺbkového odberu. Na mnohých miestach, hlavne v priečnej zóne koryta Dunaja a Malého Dunaja podzemné vody z plytkých vŕtaných a domových studní majú nepriaznivé chemické a biologické zloženie, a preto sa často označujú za nevhodné na pitie. V hĺbke 30—40—60 m a viac menia sa ich chemicko-fyzikálne a bakteriologické vlastnosti, a väčšinou vyhovujú i pre pitné ciele bez ďalších úprav.

O b l a s ť m e d z i K o m á r n o m a Š t ú r o v o m netvorí už jednotný hydrogeologický celok, ale predstavuje niekoľko menších úsekov s osobitným režimom. V podloží kvartérnych náplavov smerom na východ ubúdajú mladšie neogénne sedimenty, pribúda sarmat, neskôr tortón a paleogén. V oblasti Kravian uplatňuje sa kryhová stavba neogénu a paleogénu, podobne aj v okolí Štúrova. Dunajské náplavy tvoria pruh zvodnených sedimentov, ktorý sa smerom ku Štúrovu zužuje. Ich hrúbka sa lokálne mení (6—20 m). Oproti Veľkému Žitnému ostrovu prevláda tu materiál piesčitý, jemnejší (koeficient priepustnosti 3 . 10^{-4}—1 . 10^{-3} m/sek.). Podzemná voda kolíše v hĺbkach 1—3 m pod terénom, výdatnosť na jednu studňu je od 3—15 l/sek. Vody kvartéru tejto oblasti vyhovujú pre pitné ciele bez úprav len asi na 20 %.

Do tejto oblasti treba zahrnúť aj *ostrov Červenej flotily v Komárne*, zásobujúci Komárno pitnou vodou. Jednotlivé vŕtané studne odoberajú vodu z dunajských štrkopieskov o mocnosti 20—25 m (koeficient priepustnosti okolo 6—8 . 10^{-4} m/sek.). *Mužlanský ostrov* má zabezpečiť zásobovanie Štúrova vodou, avšak jeho hydrogeologické pomery nie sú také priaznivé ako ostrova Červenej flotily.

Zvýšenú pozornosť si zasluhuje *dunajská terasa medzi Štúrovom a Belanskými kopcami*, ktorá má hrúbku štrkopiesčitých sedimentov okolo 20 m. Je pomerne dobre zvodnená a jej voda (cca 30 l/sek) bude sa využívať pre štúrovský vodovod. Voda plne vyhovuje pre pitné ciele bez úprav. V prípade potreby môže sa ďalšie množstvo vody získať umelou infiltráciou dunajskej vody skoro až v neobmedzenom množstve. Dunajská terasa pod Belanskými kopcami má v tomto ohľade veľmi priaznivé hydrogeologické pomery.

O b l a s ť C h ľ a b y je najmenšia a rozprestiera sa na malom území pri sútoku Ipľa s Dunajom. Vodárensky sa doteraz nevyužíva a po výstavbe vodného diela Nagymaros bude pravdepodobne zaplavená. V alúviu sa miešajú vody Ipľa s vodami Dunaja a v prípade potreby mohli by sa vhodne využiť pre zásobovanie lokálneho rozsahu.

Povodie Horného Váhu zaberá územie, v ktorom zbiera Váh svoje vody od oboch prameňov po Žilinu, po vtok Rajčianky, o celkovej ploche 6749 km^2. Vzhľadom na význam kvartérnych náplavov pre výskyt podzemných vôd uvádzam i jeho prítoky, a to z pravej strany: Belá, Orava a Kysuca, z ľavej strany Boca, Revúca, Ľubochňanka, Turiec a Rajčianka. Geologicky ide o pásmo flyšové, bradlové a centrálnokarpatské, na stavbe ktorých sa zúčastňujú tatridy a veporidy. Na tomto úseku preteká Váh i veľkými a hydrogeologicky dôležitými kotlinami: Liptovskou, Turčianskou a Žilinskou.

Liptovská kotlina je vyplnená paleogénom, na ktorom sú usadené kvartérne nánosy Váhu a priľahlých potokov a dejekčné kužele jednotlivých vážskych prítokov. Staršie terasy Liptovskej kotliny i dejekčné kužele sú silne zahlinené. Hydrogeologický prieskum zistil ich malú vodárensku hodnotu. Aluviálna niva vlastného koryta Váhu je pomerne dobre zvodnená a hrúbka štrkopieskov sa miestami pohybuje od 4—12 m, výdatnosti na jednotlivé vŕtané studne 3—15 l/sek. (v profiloch nad a pod Liptovským Mikulášom). Značná časť aluviálnej nivy Váhu bude zaplavená vodnou nádržou Liptovská Mara. Priaznivejšie hydrogeologické pomery sú v okolí Liptovského Mikuláša, menej priaznivé pri Ružomberku. V okolí Bešeňovej sa na pravej strane Váhu s vodami aluviálnych náplavov miešajú i minerálne vody, podobne ako na pravostrannej aluviálnej nive Váhu medzi Liptovským Hrádkom a Podturňou.

Turčianska kotlina je vyplnená paleogénom a neogénom. Kvartérne náplavy Váhu sú tu veľmi dobre zvodnené medzi Sučanmi a Vrútkami na ľavej strane a pod Lipovcom na pravej strane. Prevládajú v nich štrkopiesky s balvanmi o priemere až do 1 m. Najväčšej mocnosti dosahujú na pravej strane neďaleko hydrocentrály, kde je ich mocnosť až 17 m (priemerne iba 8 m). Výdatnosť hydrogeologického vrtu bola na tomto mieste až 35 l/sek. pri koeficiente priepustnosti $2{,}2 \cdot 10^{-3}$ m/sek. Podzemná voda je vhodná na pitie bez úprav.

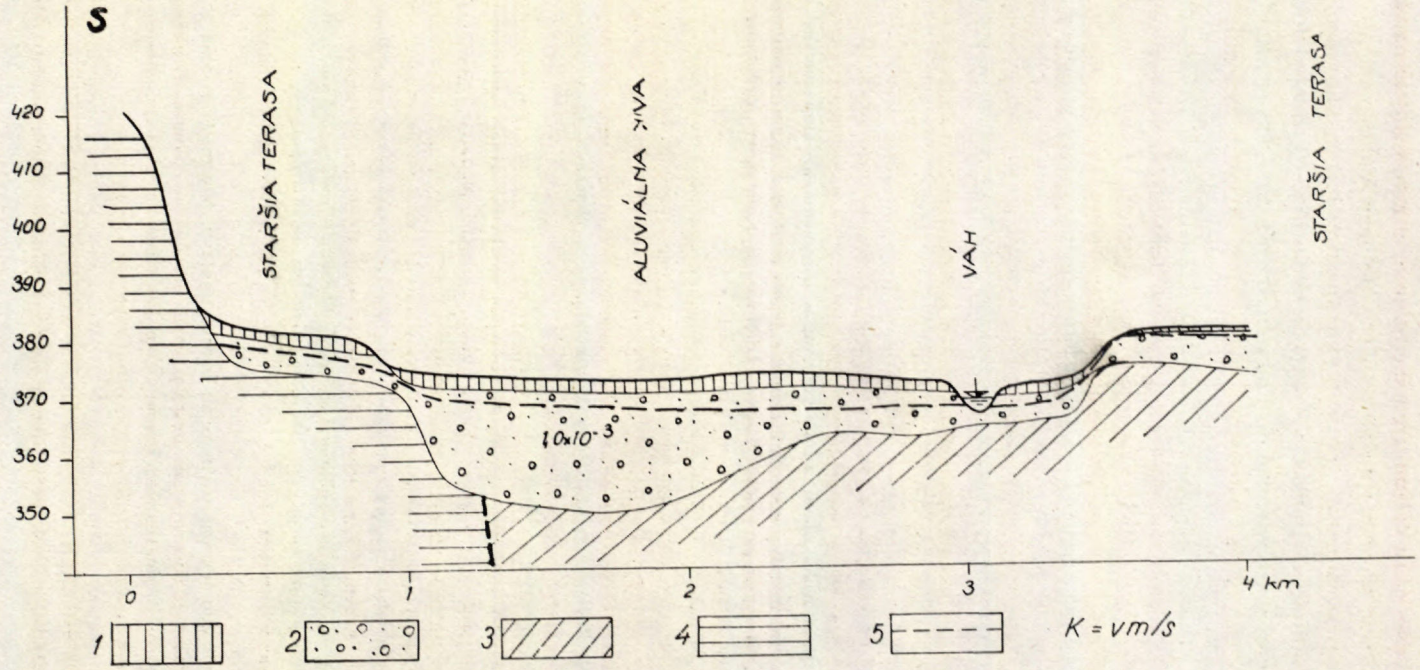
V Turčianskej kotline najmä medzi Martinom a Vrútkami majú veľkú hydrogeologickú hodnotu i aluviálne nánosy rieky *Turiec*, ktoré sú veľmi dobre priepustné; jednotlivé studne odoberajú až 20—30 l/sek. vody. Doteraz vody kvartérnych usadenín Váhu ani Turca nie sú vôbec využité, hoci kvalitatívne patria medzi dobré pitné vody. Staršie terasy Váhu a Turca nemajú väčšiu hydrogeologickú hodnotu pre silné zahlinenie.

Žilinská kotlina je vyplnená prevažne flyšovými paleogénnymi horninami. Váh má svoju aluviálnu nivu najlepšie vyvinutú medzi Strečnom a Žilinou, priaznivejšiu na pravej strane, kde takmer pozdĺž celého toku Váhu je hlboká a dobre zvodnená depresia. Najpriaznivejšie hydrogeologické pomery pre odber kvalitných podzemných vôd má alúvium Váhu v profile Tepličky n/Váhom. Vodný zdroj kvalitnej pitnej vody pre žilinský vodovod má tu výdatnosť 120—150 l/sek. Pôvodné koryto Váhu bolo z pravej strany vytisnuté do ľavej dejekčným kužeľom riečky *Varínky*, nižšie zasa *Kysuce*. Alúvium Váhu tvorí tu vrstva balvanovitých štrkov, hrubých štrkov a štrkopieskov (3 až 15 m mocné). Koeficient priepustnosti $1{,}3—7{,}4 \cdot 10^{-3}$ m/sek.

Aluviálna niva *Rajčianky* je pomerne dobre zvodnená, najmä dolný tok medzi Bytčicou a Žilinou. Hrúbka zvodnených štrkopieskov kolíše tu medzi 4—8 m, výdatnosť jednej studne 4—10 l/sek., lokálne až 12 l/sek.

Na ľavej strane Váhu je sformovaná veľká *vážska terasa*. Štrkopiesčité materiály, ktoré ju budujú, sú veľmi dobre zvodnené a na povrchu kryté sprašovými hlinami. Vyskytujú sa v nej kvalitné podzemné vody. Známy je i prameň „Na studničkách" v Žiline, ktorého výdatnosť je 40 l/sek. Podobné sú i pramene na jej pokraji v západnej časti Žiliny.

Povodie Dolného Váhu. Dolný Váh zaberá územie od zaústenia Rajčianky až po sútok s Dunajom o celkovej ploche 5724 km^2. Na jeho geologickej stavbe sa



Hydrogeologický profil údolím Váhu v Žilinskej kotline medzi Belanmi a Tepličkou n/Váhom. 1 — hlina ornica, 2 — štrkopiesky, 3 — paleogénne vrstvy, 4 — bradlové pásmo, 5 — hladina podzemnej vody.

zúčastňuje bradlové a centrálnokarpatské pásmo a neogén Podunajskej nížiny. Z hľadiska hydrogeologického možno náplavy Dolného Váhu rozčleniť do niekoľkých hydrogeologických celkov s vlastnými špecifickými zákonitosťami. Sú to: 1. Bytčianska kotlina; 2. Ilavská a Trenčianska kotlina; 3. údolná niva v úseku Nové Mesto—Sereď; 4. vyústenie do Podunajskej nížiny.

Bytčianska kotlina má v podloží kvartéru horniny bradlového obalu a menej vonkajšieho paleogénu. Kvartérne náplavy Váhu a priľahlých potokov tvoria aluviálne nivy a staršie terasy, nemajú však zvláštnej hydrogeologickej hodnoty. Ich vody sa nepriaznivo prejavili pri stavbe vodného diela Hričov—Mikšová na predstaroveckom zárezе, kde podmienili vznik zosuvu.

Údolné náplavy Váhu bývajú v Bytčianskej kotline maximálne 12—15 m, priemerne 8—10 m mocné. Údolná niva je pomerne široká a dobre zvodnená; výdatnosť na jednu studňu je až 50 l/sek. (na pravej strane v profile nad mostom cez Váh). Koeficient priepustnosti sa pohybuje od $3 . 10^{-3}$ do $1 . 10^{-4}$ m/sek. Výstavbou vodného diela zmenil sa režim prietokových množstiev v starom koryte Váhu a nepriaznivo ovplyvnil i režim podzemných vôd, ktoré poklesli až pod hladinu dna jestvujúcich studní v Bytči.

Podzemná voda len málokde vyhovuje na pitie bez úpravy, lebo obsahuje hlavne organické látky, miestami Mn a Fe.

Ilavská a Trenčianska kotlina majú zložité hydrogeologické pomery, podmienené ich geologickou stavbou. V podloží kvartérnych zvodnených usadenín sú miestami neogénne íly, inde zlepence bradlového obalu a miestami silne priepustné až skrasovatené karbonatické horniny. Voda z týchto hornín značne ovplyvňuje i režim podzemných vôd v náplavoch aluviálnej nivy i staršej vážskej terasy medzi Ilavou, Dubnicou a Kolačínom. Výdatnosť jednotlivých studní na terase býva okolo 20 l/sek. dobrej pitnej vody.

Údolné náplavy sú mocné 8—12 m a budujú ich dobre opracované štrky a piesky. Pod vplyvom vážskych vôd sú veľmi dobre zvodnené (koeficient priepustnosti $3 . 10^{-3}$ až $6 . 10^{-4}$ m/sek.). Výdatnosť na jednu studňu v Ilavskej kotline býva okolo 20—35 l/sek., v Trenčianskej kotline až 36 l/sek. Veľmi priaznivé sú hydrogeologické pomery pre záchyt vody z pravostrannej aluviálnej nivy v okolí Púchova, pozdĺž Váhu až po Bolešov a Nemšovú a na ľavej strane Váhu v meandri medzi Trenčínom a Kubrou.

Zrnitosť kvartérnych vážskych štrkov je vyrovnanejšia než v predošlých kotlinách stredného Považia a väčšie balvany (nad 20 cm) sa vyskytujú len ojedinele. Medzi Trenčínom a Trenčianskymi Bohuslavicami aluviálne náplavy Váhu obsahujú značné množstvo podzemných vôd pomerne dobrej kvality, často vyhovujúcej pre pitné účely aj bez úprav.

Príkladom je aj samotné mesto Trenčín, ktorého vodovod má tri vodné zdroje; jeden z vápencových masívov od Soblahova, druhý z mezozoických skrasovatených hornín v podloží kvartérnych sedimentov na „Sihoti" (až cca 40 l/sek. pomocou vŕtanej studne z hĺbky asi 120 m) a tretí z aluviálnych náplavov Váhu pri Soblahovskej ceste. Podzemné vody zo všetkých troch vodných zdrojov sa spolu miešajú a odvádzajú do vodovodnej siete bez ďalších úprav.

Údolná niva v úseku Nové Mesto—Sereď. Podložie aluviálnych štrkopiesčitých náplavov tvoria vyššie členy neogénu. Pri Čachticiach stýka sa alúvium s mezozoickými krasovými vápencami, ktoré sčasti napájajú aj vážske náplavy. Vlastná aluviálna niva Váhu je široká 6—7 km a zasahuje na pravej strane až po trnavskú sprašovú tabuľu. Hrúbka zvodnených horizontov kolíše od 8—15 m (nad Piešťanmi na pravej strane až vyše 20 m), priepustnosť od $7 . 10^{-3}$ ž $4 . 10^{-4}$ m/sek.

V kvartérnych náplavoch Váhu v úseku Nové Mesto nad Váhom—Sereď hydrogeologickým prieskumom sa zistili veľmi priaznivé pomery hlavne nad Piešťanmi, kde výdatnosť jednej vŕtanej studne dosahuje viac ako 40 l/sek. dobrej pitnej vody pri pomerne malom znížení vodného stĺpca.

Obdobné priaznivé hydrogeologické pomery sú aj na Kúpeľnom ostrove, ktorý pred vplyvmi vodného diela Madunice musel byť chránený odvodňovacími drenmi.

Od Piešťan na juh smerom po toku rieky sa mení hydrogeologický charakter kvartérnych usadenín Váhu; ich hrúbka sa zmenšuje a priepustnosť klesá. V okolí Leopoldova, Zeleníc a Serede výdatnosť jednej studne sa pohybuje okolo 4—10 l/sek. Najpriaznivejšie pomery boli overené ďalej od rieky, lebo bližšie k terajšiemu korytu rieky majú zvodnené vrstvy menšiu mocnosť i priepustnosť. Koeficient priepustnosti zvodnených štrkopieskov (podľa zrnitosti a zahlinenia) sa pohybuje od $2{,}0 \cdot 10^{-3}$ do $5 \cdot 10^{-5}$ m/sek.

Kvalitatívne podzemné vody kvartéru z úseku vážskeho alúvia medzi Novým Mestom n/Váhom až Leopoldovom vyhovujú pre pitné ciele, avšak v nižšom úseku Leopoldov—Sereď sa ich kvalita zhoršuje. V okolí Serede majú značný obsah chloridov a síranov i neprípustne vysoký obsah Fe a Mn.

Vyústenie Váhu do Podunajskej nížiny. Od Serede po Šaľu otvára sa údolie Váhu do širokej Podunajskej nížiny. Pod vplyvom striedavej sedimentácie a štrkopiesčitých nánosov najrôznejších riek a karpatských potokov kolíše tu mocnosť zvodneného kvartéru okolo 20 m, pri Galante až 30 m. Smerom na juh ich pribúda a v oblasti Trstíc prechádzajú do kolárovskej formácie. V severnejšej časti sú reprezentované štrkmi, južnejšie nadobúdajú prevahu piesky. Koeficient priepustnosti kolíše od $2 \cdot 10^{-3}$ do $3 \cdot 10^{-4}$ m/sek. Podzemná voda má tu pomerne malý spád, je jej veľké množstvo a jej prebytky sú odvádzané povrchovými odvodňovacími kanálmi. Vodárensky sa veľmi málo využívajú.

Kotliny stredného Považia tvoria samostatné hydrogeologické celky, priaznivé pre využitie podzemných vôd na vodárenské ciele. Vo všetkých kotlinách — Liptovskej, Turčianskej, Žilinskej, Bytčianskej, Ilavskej a Trenčianskej, podložie kvartéru tvoria horniny starších útvarov, pre vodu prakticky nepriepustné, až na kotlinu Ilavskú a Trenčiansku, kde podložie tvoria miestami vápence. Podzemná voda kvartérnych usadenín je v hydraulickej spojitosti s vodou v koryte Váhu a jej režim je ovládaný režimom vody v otvorenom toku. Prirodzený stav hladiny podzemných vôd bol narušený výstavbou vodných diel, ktoré zapríčinili všeobecný pokles vody v aluviálnych náplavoch, ale nie natoľko, žeby poškodili záujmy poľnohospodárstva, alebo priemyslu. Starým korytom Váhu tečie stále určité množstvo vody, čo sa výstavbou vodných nádrží ešte zlepší. Pri veľkých vodách na jar a v letných mesiacoch infiltruje sa z koryta Váhu dostatočné množstvo vody do aluviálnych náplavov a dopĺňajú sa tak zásoby podzemných vôd. Keby sa v budúcnosti ukázala potreba ťažiť podzemnú vodu vo väčšej miere ako teraz, sú tu stále možnosti „výroby umelej" podzemnej vody pomocou infiltračných studní, prakticky v každej kotline.

Podzemné vody vážskych náplavov poväčšine vyhovujú aj po stránke chemicko-fyzikálnych vlastností ako vody pitné. Sú málo tvrdé, až tvrdé, iba v Podunajskej nížine až veľmi tvrdé. Chloridy a sírany obsahujú len v nezávadných množstvách, kyslíkom sú nenasýtené a nemajú agresívny charakter na železo, ani na betón. V Turčianskej ako aj v Žilinskej kotline sa v nich nevyskytuje Fe, ani Mn, alebo len v nepatrných a nezávadných množstvách. Naproti tomu na dolnom toku Váhu pribúdajú obidva prvky natoľko, že v okolí Zeleníc a Serede prekračujú už prípustnú hranicu vhodných pitných vôd.

Povodie Nitry má rozlohu 5140 km^2 a ohraničujú ho pohoria: Považský Inovec, Strážovská hornatina a Malá Fatra na pravej strane a Vtáčnik a Pohronský Inovec na ľavej strane. Z jej prítokov najväčší význam majú: Handlovka, Tužiná, Nitrica, Bebrava a Žitava. Prevažná väčšina jej aluviálnych a kvartérnych náplavov leží na neogéne, ktorý buduje Prievidzskú, Novácku a Topoľčiansku kotlinu. Údolné náplavy Nitry a ich šírka sa mení podľa geologického prostredia, sú vyvinuté na celom toku; v Prievidzskej kotline dosahujú náplavy šírky 2 km, pod Oslanmi až 3 km a smerom po toku až 6 km. Pri Nových Zámkoch je už spoločná údolná rovina Váhu, Nitry a Žitavy.

Hrúbka náplavov narastá len veľmi pozvoľne; v oblasti Topoľčian dosahuje 10 m, pri Nitre cca 12 m, Šuranoch 15—20 m a v okolí Nových Zámkov miestami až 30 m. Priepustnosť štrkov a pieskov je veľmi dobrá, avšak lokálne značne kolíše.

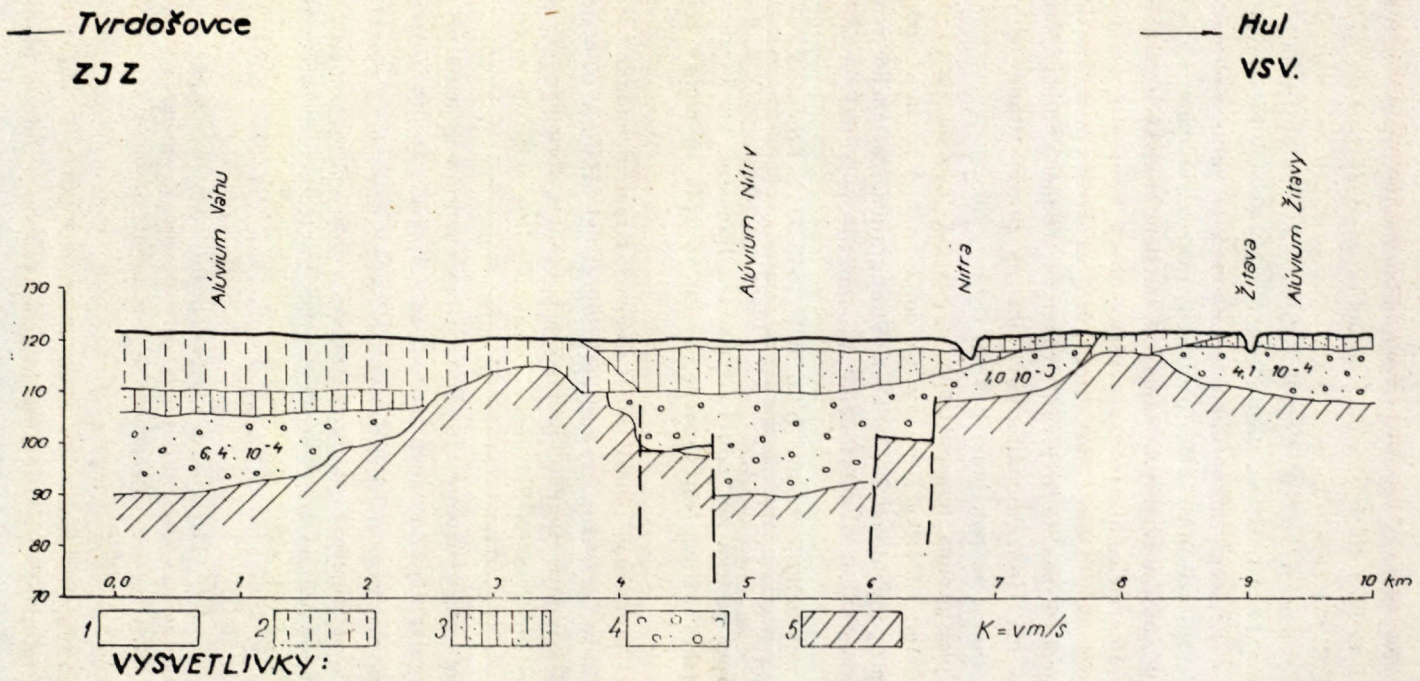
Najpriaznivejšie hydrogeologické pomery boli zistené na sútoku Bebravy s Nitrou (výdatnosť jednej studne až 30 l/sek.), ďalej na ľavej strane v profile nad Nitrou, kde je zberné územie nitrianskeho vodovodu. Od Nitry smerom po toku až po vyústenie Nitry do Váhu je aluviálna niva a staršia terasa rieky na pravej strane veľmi dobre zvodnená a jednotlivé prieskumné studne mávajú bežne výdatnosť od 10 až 30 l/sek. vody. Šuriansky cukrovar odoberá z alúvia Nitry len jednou studňou 40 l/sek. dobrej podzemnej vody.

Podobné náplavy ako Nitra majú v hornej časti svojho toku aj prítoky *Bebrava* a *Nitrica*. *Žitava* má charakter nížinnej rieky s bohatým meandrovaním v údolnej nive, širokej cca 1—1,5 km. Zvodnené náplavy dosahujú hrúbku 8—10 m, zriedka 12—16 m a sú čiastočne zahlinené.

Režim podzemných vôd v povodí Nitry uplatňuje sa typicky len po sútok Nitry so Žitavou, kde sa dostala do spoločnej rozsiahlej náplavovej roviny Dunaja a Váhu. V dolnej časti povodia Nitry sú mohutné nádrže podzemných vôd, v ktorých voda v dôsledku nepatrných spádov tečie len veľmi pomaly. Povrchové toky vytvárajú si tu mohutné agradačné valy, ktorými sa dostávajú nad úroveň okolitého územia.

Staršie terasy Nitry majú vodárensky význam iba v úseku Nitra—Šurany, kde sú pomerne dobre zvodnené.

Povodie Hrona má rozlohu 5464 km^2 a morfologicky je veľmi pestré. Hlavný tok delí povodie dosť súmerne; na hornom toku je úzke, pretiahnuté, so strmými svahmi. Zo začiatku prijíma malé potoky s prudkým spádom, neskôr sa jeho prítoky zväčšujú. Hron preteká niekoľkými kotlinami, z ktorých hydrologicky najvýznamnejšia je Breznianska, Bystrická, Zvolenská, Žiarska a ďalšie menšie. Do Podunajskej nížiny vyúsťuje Hron pri Tlmačoch, keď na dolnom toku si vytvoril veľkú Pohronskú tabuľu. Geologická stavba jeho povodia je veľmi pestrá a zúčastňujú sa na nej žuly a kryštalické bridlice, horniny subtatranských príkrovov, paleogén vnútorných kotlín, neogénne vulkanické horniny a ich pyroklastiká, neogén kotlín, neogénna výplň Podunajskej nížiny a kvartér starších terasových náplavov a mladších aluviálnych náplavov.



Hydrogeologický profil alúviom Váhu, Nitry a Žitavy v oblasti Hul—Šurany—Tvrdošovce. 1 — hlina ornica, 2 — spraše, 3 — hlinitý piesok, 4 — štrkopiesky, 5 — neogénne vrstvy.

Aluviálne náplavy nemajú vo všeobecnosti mimoriadne priaznivé hydrogeologické pomery. Ich hrúbka kolíše síce od 5 až do 12 m, lokálne až do 25 m, avšak štrkopiesky sú dosť značne zahlinené a majú malú priepustnosť. Najpriaznivejšie pomery sú vo Zvolenskej kotline v profile Sliač—Tri Duby, menej priaznivé v Žiarskej kotline (výdatnosť na jednu studňu 2—4 l/sek.). Aluviálna niva medzi Tlmáčmi a Levicami má hrúbku 5—30 m a je veľmi dobre zvodnená, takže zabezpečuje zásobovanie Levíc, okolitých tovární, závodov a obcí vodou.

Inak podzemné vody aluviálnych náplavov starších hronských terás sú málo vyhovujúce pre pitné ciele, hlavne pre zvýšený obsah Fe a Mn, často až v neprípustných množstvách. Dolnú časť hronských náplavov pred vyústením do Dunaja v budúcnosti značne ovplyvní výstavba vodného diela Nagymaros. V okolí Štúrova má Hron aluviálnu nivu iba na pravej strane (6—10 m); výdatnosť jednej studne sa pohybuje od 4—6 l/sek.

Pravostranná pleistocénna terasa Hrona je pokrytá polohou spraší a sprašových hlín; pod nimi sú štrky a piesky (5 do 20 m). Výdatnosť jednotlivých studní sa miestami pohybuje od 2—10 l/sek. Stratigrafické začlenenie zvodnených štrkopieskov pod sprašami a sprašovými hlinami nie je zatiaľ presne určené.

Povodie Ipľa reprezentuje územie o rozlohe 3648 km^2. Prevažná časť zaberá Slovenské rudohorie, Štiavnické vrchy, Kremnická vrchovina, Javorie a Fiľakovská vrchovina. Ipeľ preteká kotlinou Lučenskou a Ipeľskou, ktorá prechádza na juhu do Podunajskej nížiny. Najvýznačnejšie prítoky Ipľa sú potoky Krupenica, Štiavnica a Kriváň.

Údolie Ipľa od pramennej oblasti po Kalinovo—Hrabovo budujú horniny veporského kryštalinika, prevažne kryštalické bridlice. Od Málinca sú v údolí Ipľa pod kvartérnymi štrkmi sedimenty poltárskej pliocénnej formácie. V Lučenskej kotline a ďalej po toku až po Slovenské Ďarmoty tvoria podložie kvartéru sedimenty oligocénu, v úžine Trenč—Muľa zas mladotreťohorné vulkanity a od Slovenských Ďarmot po vyústenie do Dunaja prevažne sedimentárne horniny neogénu, menej vulkanity. Za zmienku stojí, že k Ipeľskej kotline patrí aj Juhoslovenská uhoľná panva.

V náplavoch Ipľa sú najpriaznivejšie hydrogeologické pomery v Lučenskej kotline; v okolí obcí Mikušovce a Veliká nad Ipľom hrúbka zvodnených štrkov je 3,5—4,6 m mocná, koeficient priepustnosti $1{,}6 \cdot 10^{-3}$ m/sek. Jednotlivé studne majú výdatnosť 8—10 l/sek., v Mikušovciach až 17 l/sek. Známa poltárska formácia je veľmi málo zvodnená (výdatnosť 0,1 až 1,0 l/sek.).

V celom ipeľskom alúviu sú hydrogeologické pomery dosť vyrovnané; zaujímavé je lokálne rozloženie mocnosti kvartéru v aluviálnej nive a priepustnosť štrkopieskov vzhľadom ku korytu rieky. Blízko koryta na príklad v okolí Kozík n/Ipľom, Vyškoviec, Kováčoviec a Salky sú štrkopiesky málo priepustné, (výdatnosť na studňu 1—2 l/sek.), ďalej od koryta (asi 1—1,5 km) sú hrubšie a výdatnosť býva 8—10 l/sek.

Kryciu vrstvu kvartéru tvoria prevažne sedimenty ílovitého charakteru. Pre údolnú nivu je charakteristické, že spravidla nemá vodu s voľnou hladinou, ale

mierne napätou. Po narazení voda vystupuje vo vrtoch vždy o 2—3 m, čím jej piezometrická úroveň sa dostáva 1—2 m pod terén.

Z prítokov Ipľa najpriaznivejšie hydrogeologické pomery majú údolné nivy *Krupenice* a *Štiavnice*, v dolnom toku široké až 1,5 km. Hrúbka náplavov Štiavnice je 7—11 m, Krupenice až 9 m. Priepustnosť štrkopieskov Krupenice v okolí Dudiniec dosahuje až 10^{-3} m/sek.

Povodie Slanej. Na území Slovenska má povodie Slanej rozlohu 3191 km^2. Slaná odvodňuje Rimavskú kotlinu, južné svahy Slovenského rudohoria, východné svahy Fiľakovskej vrchoviny, časť Muránskej plošiny a časť Slovenského krasu. Medzi jej najvýznamnejšie prítoky z pravej strany patria: Kobeliarovský potok, Genčský potok, Egerešský potok, Štítnik, Jelšava, Turiec, Lúčka, Koldreš, Rimava s Rimavicou a Gortva s Blhom. Z ľavej strany priberá Dobšinský a Vlachovský potok, Suľovú, Čremošnú, Lapšu a Kukertský potok. Povodie Slanej je geologicky veľmi pestré. Po úsek Krásnohorské Podhradie—Kováčová sú to horniny staršieho paleozoika veporíd a staršieho i mladšieho paleozoika gemeríd; potom nasleduje mezozoikum vápencovými komplexami Slovenského krasu (Rimava a Muráň majú pramenné oblasti práve v týchto vápencových komplexoch Muránskeho krasu). Dolné toky riek Rimavy, Blhu, Turca a Slanej v Rimavskej kotline budujú terciérne piesčité sliene, pri severnom obmedzení kotliny prerastané horninami andezitového vulkanizmu. Na viacerých úsekoch povodia Slanej je vyvinutá pliocénna formácia, obdobná poltárskej, hlavne pod riečnymi štrkmi v Rožňavskej kotline a v úžine rieky Slanej v Slovenskom krase.

Pre údolia povodia Slanej v úseku veporíd a gemeríd je charakteristická malá mocnosť náplavov (max. 1,2—2 m). Najpriaznivejšie hydrogeologické pomery v údolí Slanej sú v Rimavskej kotline, kde hrúbka alúvia činí 6—7 m, hrúbka zvodnených štrkopieskov 4 m. Koeficient priepustnosti je pomerne vysoký ($1—3 . 10^{-3}$ m/sek.). Jednotlivými vŕtanými studňami možno tu odoberať 10—13 l/sek., lokálne (pod ústím Turca do Slanej pri obci Stránska) až 20 l/sek. Najväčšiu výdatnosť majú zvodnené vrstvy ďalej od koryta rieky. Hydrogeologické pomery sa zlepšujú v údolí Rimavy v Rimavskej kotline, kde hrúbka údolnej nivy sa pohybuje až okolo 6—8 m, štrkopieskov 4,7 m, výdatnosť studní 2—3 l/sek., lokálne až do 9 l/sek. (Čerenčany, Jesenské).

Pomerne dobre je zvodnená aj ľavostranná terasa Slanej pod Šafarikovom (výdatnosť 1—4 l/sek).

Povodie Hornádu patrí geograficky k východnému Slovensku, kde rieka Hornád je najvýznačnejším vodným tokom. Zemepisne je význačný ako plošné delidlo medzi povodím Dunaja, Tisy a Visly; hraničí s povodím Váhu, Hrona, Slanej, Bodrogu a Popradu. Plocha jeho povodia je 4432,6 km^2, teda 9,05 % plochy celého Slovenska.

Celková dĺžka tokov v povodí Hornádu je asi 2350 km. Korytom Hornádu pri

štátnej hranici preteká za rok 1024,6 mil. m^3 vody, čo je 33,20 m^3/sek.; špecifický odtok z 1 km^2 je 3,60 l/sek. Hornád od pramennej oblasti až po sútok s Hnilcom priberá iba krátke toky s nevyrovnanými prietokmi. Na Hnilci sú priemerné prietoky 9,28 m^3/sek., na Toryse 8,86 m^3/sek. Najväčší špecifický odtok má povodie Hnilca (14,2 l/sek./km^2).

Povodie Hornádu má snáď najkomplikovanejšiu a najpestrejšiu geologickú stavbu. Z väčších riek sem patrí iba Hornád a Torysa. Geograficky a geomorfologicky v južnej časti inklinuje aj východná časť povodia Slanej — povodie rieky Bodvy, ktoré zahrňujeme tiež do tohto celku (i s návrhom na vybudovanie rozšírenej siete pozorovacích objektov).

V povodí Hornádu stretávame sa so všetkými geologickými útvarmi od paleozoika až po kvartér.

Paleozoické horniny budujú Slovenské rudohorie a Branisko a dotýkajú sa povodia Hornádu v strednom toku. Na východe končia hornádskym zlomom. Ďalej sa ponárajú pod kvartér a neogén Košickej kotliny a pod eruptívne horniny Prešovsko-tokajského (Slánskeho) pohoria.

Predkarbónske útvary sú zastúpené v povodí Hornádu hlavne v kryštalických jadrách tatríd (Nízke Tatry, Branisko, Čierna Hora), menej v gemerídách (Spišsko-gemerské rudohorie). Ide zväčša o rôzne typy žúl, kryštalické bridlice rôzne metamorfované, v menšej miere o kremence a porfyroidy. Južne od Rudňan a Krompach tiahne sa karbón na SZ v úzkom pruhu od Margecian smerom na Košice; zastúpený je tmavými bridlicami, fylitmi, piesčitými fylitmi s polohami pieskovcov.

Verukáno sa vyskytuje v okolí Spišskej Tepličky, Bindtu, Rudňan a v oblasti Krompachy—Margecany a v tatridách (Čierna Hora, Branisko). Ide o drobové zlepence, droby, arkózy, pieskovce a pestré bridlice.

Mezozoikum tvorí obal tatridných jadier a subtatranské príkrovy, ďalej vystupuje aj v gemerídach (Galmus, Stratenská vrchovina). Hlavným zástupcom sú vápence a dolomity, ktoré sa tiahnu v úzkom pruhu od Košíc ku Krompachom; tu sa rozširujú v pohorí Galmus a prechádzajú do Stratenskej hornatiny. Vyskytujú sa aj na severnom svahu Nízkych Tatier.

Bradlové pásmo sa tiahne v úzkom pruhu (SZ—JV); potok Sekčova a jeho prítoky ho pretínajú v úseku obce Ratvaj a Tulčík. Ide hlavne o horniny strednej a vrchnej kriedy (sliene a slienité vápence, flyšoidné a zlepencové súvrstvie vrchného senónu, pestré vrstvy) s ostrovčekmi vápencov jury. Bradlové pásmo oddeľuje centrálnokarpatský paleogén od magurského flyša.

Paleogén vypĺňuje Spišskú kotlinu a patrí k centrálnemu pásmu v povodí vlastného Hornádu; v povodí Torysy sčasti patrí aj k vonkajšiemu flyšu.

Neogén vypĺňuje Košickú a Prešovskú kotlinu. Zastupujú ho hlavne íly (zväčša sarmatu). Na východnom okraji sa vyskytujú ryolitové tufity zelených a iných farieb. V povodí Hornádu a Bodvy sú dve štrkopieskové formácie — košická a moldavská, ktoré ležia na vrchnom sarmate a zaraďujú sa zatiaľ do vrchného panónu.

Kvartér je vyvinutý pozdĺž celého toku Hornádu, jeho prítokov, i na svahoch pohorí vo forme aluviálnych a deluviálnych hlín ako aj dejekčných kužeľov pri vyústení tokov do alúvia zberných riek. Ide zväčša o štrkopiesky, na povrchu prikryté náplavovými hlinami. Ich mocnosť je rôzna; na hornom toku rieky sa pohybuje od 1 do 2 m, v dolnom toku miestami až nad 10 m. Terasové štrky sú zachované na terasách na oboch stranách rieky v rôznych výškach, zväčša na pravej strane.

Hydrogeologické pomery povodia Hornádu a Bodvy sú veľmi komplikované a nepriaznivé čo do bohatších výskytov podzemných vôd. Geologická stavba

povodí nie je priaznivá pre akumulovanie väčších množstiev podzemných vôd. Kopcovitý terén a nepriepustné horniny neumožňujú infiltrovať väčšie množstvo vody zo zrážok do podzemných vôd. Prevažná časť zrážok steká po svahoch do úzkych dolín, jarkov, potokov a riek. Najväčšie zásoby podzemných vôd sa vlastne akumulujú iba v alúviách riek, prípadne v ich starších terasách.

V horských oblastiach, budovaných paleozoikom, vyskytuje sa veľmi málo podzemných vôd. Potoky a rieky tečú tu v hlbokých, pomerne úzkych dolinách a vytvárajú si len malé, lokálne aluviálne nivy, ktoré obsahujú podzemnú vodu s voľnou hladinou. Voda v nich závisí na prietočných pomeroch v korytách, menej aj od vodných zrážok. Podzemné vody mezozoika nadobúdajú v povodí Hornádu väčšieho významu. Potoky tu tiež majú iba pomerne úzke údolie a plytké alúvium; v ňom prúdi podzemná voda s voľnou hladinou, najčastejšie doplňovaná z potokov a riek, menej zrážkami. Často však sú doplňované vodami z karbonatických masívov, resp. z ponorených — skrytých krasových prameňov na styku so zvodneným kvartérom.

Najväčšiu hydrogeologickú hodnotu majú podzemné vody riečnych náplavov Hornádu, Torysy, Bodvy a iných väčších potokov. Voda v nich má obyčajne voľnú hladinu a je v hydraulickej spojitosti s vodou v korytách riek a potokov. Najpriaznivejšie sú pomery na pravostrannej údolnej nive Hornádu od Košíc až po štátnu hranicu. Lokálna výdatnosť jednotlivých studní je až 43 l/sek., koeficient priepustnosti do 9,81 . 10^{-3} m/sek. Sú tu vybudované staré i nové vodné zdroje pre košický vodovod. Rieka Torysa má priaznivé hydrogeologické pomery hlavne v okolí Prešove, medzi Sabinovom a Pečovskou N. Vsou, v okolí Veľkého Šariša a Brezovice. Výdatnosti jednotlivých studní sú tu až 10—15 l/sek. pomerne dobrej pitnej vody.

Povodie Bodroga zebará najvýchodnejšiu časť republiky (7216 km^2) a má vejárovitý tvar. Jeho západnou hranicou je rozvodnica prebiehajúca po chrbtoch Čerchovského a Slánskeho pohoria, na severe hlavne svahy Východných Beskýd; východnú a južnú hranicu predstavuje štátna hranica.

Územie východného Slovenska je geologicky i geomorfologicky veľmi pestré. Na jeho geologickej stavbe zúčastňujú sa takmer všetky útvary od mladšieho paleozoika, až po kvartér. Uplatňuje sa tu počnúc od Tatier, cez celé východné Slovensko priečny ohyb Karpát zo Z—V do SZ—JV smeru.

V tomto pásme Karpát sú paleozoické a mezozoické útvary značne redukované a postihnuté zlomovou tektonikou S—J smeru; južne od bradlového pásma došlo k rovnomernému poklesu a vytvorila sa východoslovenská prepadlina už koncom paleogénu. Počas neogénu sformovala sa tu neogénna panva.

Východoslovenskú časť povodia Bodrogu vypĺňajú prevažne mladotreťohorné a pokryvné útvary pleistocénu a holocénu. Vo väčších hĺbkach sú zastúpené aj mezozoické až paleozoické horniny (v zemplínskom karbónskom ostrove, južne od Trebišova; najstaršie útvary východného Slovenska).

Podstatnú časť územia povodia Bodrogu buduje *paleogén — jednotky flyša.* Na sever od brad-

lového pásma je tu jednotka bystrická, račanská a dukelská. Flyšové fácie tvoria od spodu pestré eocénne súvrstvia belovežského vývoja s červenými a zelenými ílovitými bridlicami a s vložkami kremitých zelenomodrých pieskovcov. Nad eocénom je mohutné pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie, mocné niekoľko 100 m.

Južne od bradlového pásma sú to vrstvy centrálnokarpatského súľovsko-podhôľneho flyša, ležiace diskordantne na mezozoiku a bradlovom pásme. Bazálne eocénne vrstvy zastupujú zväčša súľovské zlepence, ktoré miestami vytvárajú aj horské masívy.

Hlavne v okrajových častiach nížin na paleogéne leží *neogén*, ktorý začína morskou transgresiou. Pobrežie mora koncom paleogénu pokleslo a bolo veľmi členené, v dôsledku toho vnikalo miocenné more ďaleko na sever do vnútra karpatského masívu. Od efuzív Vihorlatu cez dolinu Laborca až k Prešovsko-tokajskému pohoriu transgreduje spodný miocén na podhôľny paleogén.

K *neogénnym panvám* patrí Východoslovenská a Košická nížina, budovaná vrstvami od spodného burdigalu-helvétu až po panón. Južne od Vihorlatu leží sarmat a panón priamo na centrálnokarpatskom flyši a na mezozoiku subtatrika. Na báze je tvorený zväčša tufogénnym materiálom svetlošedých až červenkavých andezitových tufov a tufitov s tenkými polohami zelených tufitických často piesčitých ílov. Vyššie nasledujú íly a piesčité íly s lignitom a pelosideritovými slojmi, tenkými polohami tufitov a štrkov. K vulkanickému neogénu patrí Vihorlat a Prešovsko-tokajské pohorie.

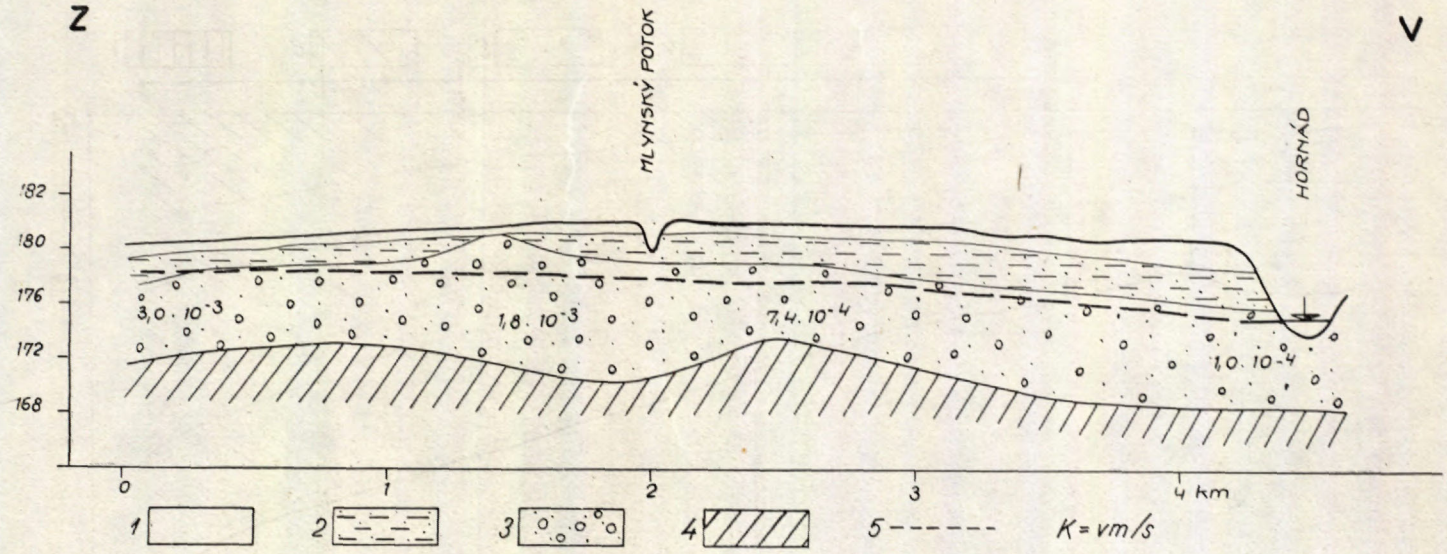
Kvartér na východnom Slovensku tvoria hlavne nánosy riek vo forme aluviálnych — holocénnych nánosov štrkopiesčitých, prípadne hlinitých, ďalej eolické piesky a spraše, ako aj svahové sutiny, svahové hliny eluviálne a deluviálne.

Hydrogeologické pomery východného Slovenska sú veľmi pestré v súlade s geologickou stavbou.

Paleogénne pohoria sú na podzemnú vodu veľmi chudobné. Zrážková voda zväčša steká do dolín a potokov. Podzemné vody vo flyšových pohoriach sú viazané iba na pukliny a trhliny v pieskovcových laviciach, v ktorých vytekajú vo forme vrstevnatých prameňov. Tieto pramene majú obyčajne len malú kolísavú výdatnosť. Potoky a rieky vo flyšových útvaroch majú pomerne značný spád, miestami i široké alúvium, budované prevažne štrkopiesčitými nánosmi. Podzemná voda v nich má voľnú hladinu a závisí úplne od vodného stavu v potokoch, prípadne od zrážok. Alúviá potokov tu majú pomerne malú mocnosť (3 až 5 m, zriedka 8 až 10 m); tvorené sú pomerne málo opracovanými valúnmi pieskovca so slabou prikrývkou povrchových hlín.

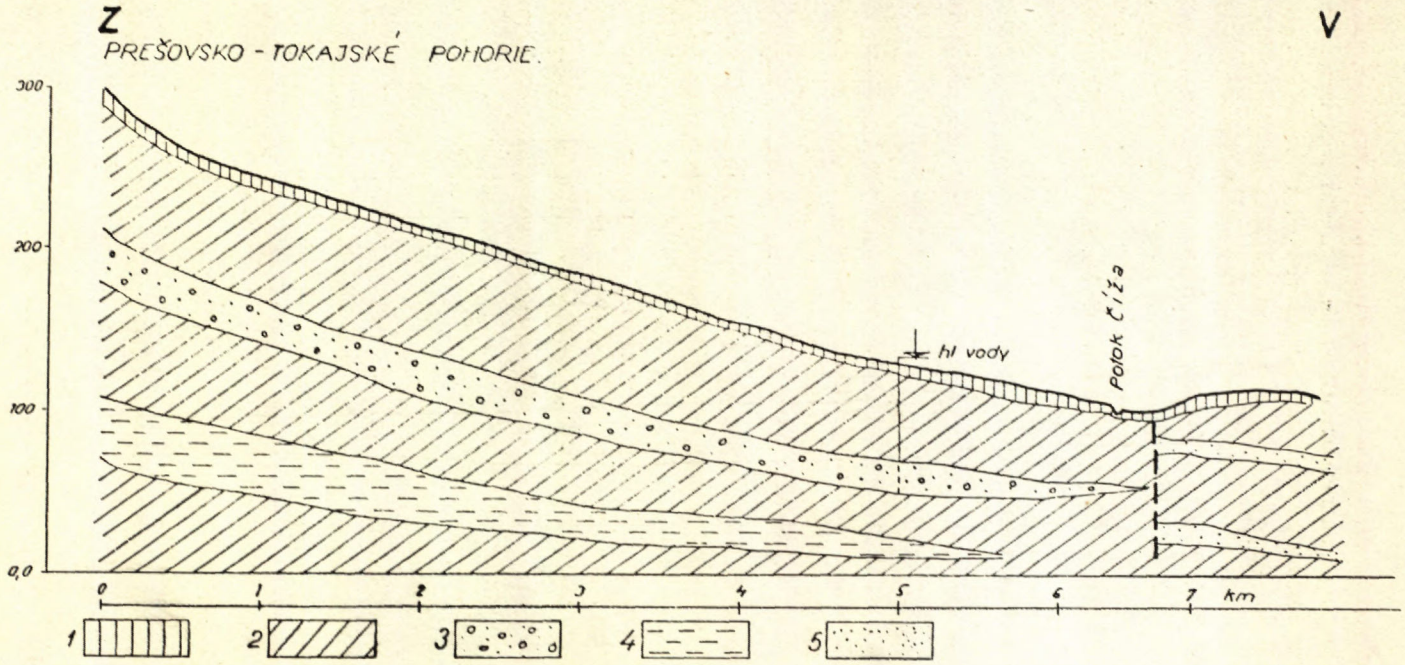
Štrkopiesčité formácie východného Slovenska, pokiaľ vyčnievajú nad okolitý terén, nemajú väčšiu hydrogeologickú hodnotu. Štrkopiesky sú silne zahlinené; preto sú menej priepustné a tým sa zmenšuje aj možnosť doplňovania zásob podzemných vôd. Najnádejnejšia je štrkopiesčitá formácia pozdišovská; tu je súvislá hladina podzemnej vody, ktorá by sa mohla lokálne využiť na zásobovanie menších obcí, prípadne JRD alebo štátnych majetkov.

Zvodnené kvartérne usadeniny sú na východnom Slovensku reprezentované hlavne náplavmi riek — aluviálne nivy, dejekčné kužele a eolické usadeniny, viate piesky Východoslovenskej nížiny; vo vyšších polohách v údolných nivách riek je alúvium pomerne plytké a vlastná údolná niva úzka. Potoky a rieky tu meandrujú a len lokálne vytvárajú rovinky, na ktorých sú vybudované dediny



Hydrogeologický profil údolím Hornádu pod sútokom s Torysou.

1 — hlina ornica, 2 — piesčitá hlina, 3 — štrkopiesok, 4 — neogénne vrstvy, 5 — hladina podzemnej vody.



Schematický hydrogeologický profil západnou časťou Východoslovenskej nížiny južne od Zemplínskej Teplice. 1 — hlina ornica, 2 — neogénne íly, 3 — neogénne štrkopiesky, 4 — andezitové tufy, 5 — neogénne piesky.

a mestá. Podzemná voda v nich závisí hlavne od prietokových pomerov v potokoch a od zrážok. Lokálne sa tu môžu sústrediť i väčšie množstvá podzemných vôd.

Vo vlastnej Východoslovenskej nížine sú hydrogeologické pomery kvartéru komplikovanejšie; vlastný režim tu majú totiž podzemné vody alúvia riek, vlastný viate piesky — duny a dejekčné kužele, rozšírené hlavne na vyústení jednotlivých potokov z Vihorlatu do nížiny. Vo Východoslovenskej nížine je alúvium miestami mocné až cez 30 m, hlavne v povodí Laborca a akumuluje veľké množstvo podzemnej vody (napr. v okolí Slovenského Nového Mesta, na oboch stranách riečky Roňvy). Podzemné vody v okolí Kráľovského Chlmca, Veľkých Kapušian, Stredy nad Bodrogom a Čiernej nad Tisou sú viazané hlavne na viate piesky — duny.

V povodí Bodroga môžeme vymedziť viacero hydrogeologických rajónov, s čiastkovými povodiami *Ondavy s Topľou, Laborca, Uhu s Latoricou a Tisy*. Hlavné povodie Bodroga možno viazať na oblasť Východoslovenskej nížiny. Povodie Ondavy, Tople a Laborca možno v globále rozdeliť na dva rajóny, ohraničené pri ich opustení horských pásiem a vyústení do vlastnej Východoslovenskej nížiny. Pri pretekaní horskými oblasťami vytvárajú rieky miestami širšie, inde užšie údolné nivy, s rovnými alebo meandrujúcimi korytami. Po vyústení z horského pásma prechádzajú do rozsiahlej spoločnej roviny — Východoslovenskej nížiny, kde možno oddeliť vlastnú oblasť agradácie, t. j. agradačný val tej-ktorej rieky a územie susedných depresií.

Jednotlivé rieky (Ondava, Topľa i Laborec) majú spočiatku takmer rovnaké hydrogeologické pomery, s kvartérnymi nánosmi maximálne 10 m hrubými a s plytkými nádržami podzemnej vody. V širších údoliach sú i väčšie vodné zdroje, výdatnosť jednej vŕtanej studne 10—15 l/sek., napr. v údolí Tople v okolí Bardejova, v okolí Vranova, v údolí Laborca pod Humenným. Lokálne sa vyskytujú aj miesta s výdatnosťou 2—5 l/sek. na jednu studňu.

Rozdielne hydrogeologické pomery sú v kvartéri vlastnej Východoslovenskej nížiny (pozri P o s p í š i l 1964). Najpriaznivejšie pomery sú na sútoku Tople s Ondavou, na ľavej strane Laborca od Strážskeho po Sliepkovce, v údolnej nive Uhu a Tisy, mimoriadne priaznivé pomery sú v údolí Roňvy v okolí Slovenského Nového Mesta.

Povodie Popradu a Dunajca má rozlohu 1953 km^2, teda 4 % z plochy celého Slovenska. Územie je hornaté; horstvami prebieha tiež rozvodnica. Predovšetkým sú to Vysoké Tatry, ďalej Spišská Magura a Ľubovnianska vrchovina, z pravej strany Levočské pohorie a skupina Minčola z Čerchovského pohoria. Len asi 7 % povodia leží pod 600 m n. m. a vyše Gerlachova 26 % leží nad 1000 m n. m.; najvyššie miesto je 2663 m, najnižšie pri Mníšku nad Popradom — 382 m n. m.

Rieka Poprad, prameniaca vo Vysokých Tatrách, odvodňuje prevážnú časť predmetného územia; Dunajec, ktorého vlastný tok sa ČSSR iba dotýka, tvorí štátnu hranicu v dĺžke 17,5 km a odvodňuje približne 350 km^2 nášho územia. Obe rieky majú pomerne vyrovnaný a bohatý prietok s maximom v máji a júni a s minimom v zime. Priemerný prietok Popradu je 20,4 m^3/sek., čo reprezentuje odtokovú výšku 406 m, u Dunajca 7,9 m^3/sek., odtoková výška 680 mm.

Na geologickej stavbe povodia zúčastňujú sa tieto jednotky: kryštalinikum Vysokých Tatier, mezozoikum krížňanského a chočského príkrovu, ružbašský mezozoický ostrov, bradlové pásmo, paleogén a kvartér.

Vysokotatranské pásmo sa skladá z kryštalického jadra a z obalovej tomanovskej série. Prevládajúcou horninou je žula dumbierskeho typu (menej prašivská). V žulách sú mylonitové zóny, často zrudnené. Na kryštalickom jadre leží obalová tomanovská séria (spodný trias). Priamo na jadre ležia triasové kremence a kremité pieskovce, nad nimi werfenské vrstvy, zastúpené komplexom červených bridlíc a dolomitických vápencov. V ich nadloží sú strednotriasové dolomitické vápence s vložkami bridlíc.

Subtatranské pásmo zastupuje krížňanský príkrov, budujúci Belanské Tatry. Najstaršie sú tu werfenské vrstvy. Stredný trias zastupujú dolomitické vápence a dolomity, ďalej sú tu vápence a bridlice rétu; trias zastupujú slienité bridlice a červené vápence.

Z hydrologického hľadiska významné sú hlavne dolomity a vápence stredného triasu, ktoré sú nositeľmi krasových a puklinových vôd. Z týchto súvrství vytekajú výdatnejšie pramene; ich režim však nie je zatiaľ dostatočne známy. Na subtatranskú sériu od severu transgreduje podhôľny paleogén zlepencami, brekciami, numulitovými a piesčitými vápencami a flyšovým vývojom pieskovcov a bridlíc.

Do povodia Popradu vybieha úzky pruh nízkotatranského subtatrika, tvoreného chočským príkrovom.

Ružbašský mezozoický ostrov sa vynára spod podhôľneho paleogénu a zaberá úzky pás od Vyšných Ružbach na JZ. Od JV je uťatý voči paleogénu mohutným zlomom. Na zlome vyvierajú minerálne pramene vo Vyšných Ružbachoch s výdatnosťou okolo 60 l/sek. a teplotou 22—24 °C.

V povodí Popradu bradlové pásmo je zložené z posidionových vrstiev a radiolaritov, kalpionelových a lavicovitých vápencov s polohami šedivých slieňov, šedivých slienitých bridlíc s konkréciami sférosideritov. Na SV od bradlového pásma sa rozprestiera oblasť magurského flyša, v ktorom prevládajú zlínske vrstvy, v ich nadloží miestami s magurským pieskovcom. Podhôľny paleogén rozkladá sa na JZ od bradlového pásma. Na jeho báze sú vyvinuté súľovské zlepence z vápencovo-dolomitického materiálu.

Najstarším útvarom Popradskej kotliny sú subtatranské mezozoické série s paleogénom; na ňom ležia štvrtohorné útvary, hlavne glaciálne a fluvioglaciálne nánosy, ktoré sú v Popradskej kotline veľmi rozšírené. Prenikajú v podobe jazykov od Vysokých Tatier až po Poprad. V okolí tokov sú vyvinuté pomerne neširoké aluviálne nivy.

V alúviu Popradu medzi Svitom a Popradom hĺbka nepriepustného podložia sa pohybuje od 2—4 m. Podložie tvoria ílovito-slienité bridlice. Piesčitý štrk (o mocnosti 2—3 m) v horných polohách je zahlinený. V okolí Popradu sa dosiahla výdatnosť do 2 l/sek., koeficient filtrácie je 10^{-5} m/sek.

Medzi Popradom a Bušovcami vytvorila rieka Poprad úzku aluviálnu nivu, obmedzenú zľava väčšinou štrkovými terasami, sprava flyšovými útvarmi. Podložie kvartéru v hĺbke 1,5—6,0 m tvoria zväčša pieskovce. Čerpacími pokusmi sa ojedinele dosiahla výdatnosť 0,7 do 2,3 l/sek.

Medzi Ferbasami a Starou Ľubovňou sa alúvium Popradu čiastočne rozširuje, mocnosť štrkopieskov sa tu pohybuje medzi 4—7 m; sú však silne zahlinené. Hladina podzemnej vody nachádza sa blízko pod terénom (okolo 1 m). V okolí Starej Ľubovne výdatnosť jednej vŕtanej studne sa pohybuje od 4 do 6 l/sek. kvalitnej vody. Miestami je vyšší obsah Fe a Mn.

V údolnej nive Dunajca sa na pravej strane hľadali vodné zdroje pre vodovod Spišská Stará Ves. Kvartérne usadeniny majú mocnosť 6—8 m a hladina ich podzemnej vody korešponduje s hladinou vody v Dunajci. Výdatnosť jednotlivých studní sa pohybuje od 2—4 l/sek., koeficient priepustnosti 10^{-4} až 10^{-5} m/sek.

Hydrogeologické pomery údolných nív Popradu a Dunajca nie sú priaznivé pre budovanie väčších vodných zdrojov pre malú mocnosť, malé plošné rozšírenie a nízky koeficient priepustnosti zvodnených hornín.

ZÁVER

Záverom z výskumu a prieskumu artézskych neogénnych vôd a kvartérnych vôd Slovenska zhrnieme niektoré všeobecné poznatky. Predovšetkým treba pripomenúť, že artézskym vodám sa nevenuje ani zďaleka taká pozornosť, ako vodám kvartérnych sedimentov. Ich prieskum sa stále obmedzuje na lokálne výskyty pre potreby menších spotrebíšť. Je však už čas prikročiť k ich systematickému štúdiu a bilancovaniu. Predovšetkým treba urýchlene urobiť výskum artézskych oblastí Podunajskej, Košickej a Východoslovenskej nížiny. Artézskym studniam na Slovensku, hlavne na Záhorskej a Podunajskej nížine, musí sa venovať zvýšená pozornosť, najmä k ich ochrane. Takmer všetky sú otvorené vo dne i v noci už po dlhé roky, voda z nich voľne odteká do kanálov a priekop. Takto unikajú kvantá vody, o ktoré sa zbytočne ochudobňujú artézske horizonty a bazény artézskych vôd.

Pri ďalšom výskume artézskych vôd na Slovensku treba sa zamerať hlavne na spôsob ich využitia. Dobré, pomerne kvalitné artézske vody sa vyskytujú hlavne v priepustných polohách vrchnoneogénnych súvrství — vo vrchnom sarmate, panóne, ponte a levante (do hĺbky okolo 200—250 m). Sú technicky pomerne ľahko dosažiteľné a, až na mierne zvýšenú teplotu, vyhovujú pre pitné ciele. V hlbších artézskych horizontoch slovenského neogénu (v hĺbkach nad 500 m) sú podzemné vody viac mineralizované a teplé. Bude ich možno využívať pre kúpeľné a rekreačné ciele. Ich výskyt je na území Slovenska pomerne hojný.

Podzemné vody kvartérnych usadenín sa vyskytujú hlavne v aluviálnych nivách potokov a riek, väčších tokov, kde je aluviálna niva vyvinutá aspoň na šírke 150 až 200 m, ďalej vo zvodnených vodách kvartéru nížin a kotlín, miestami i v starších terasách. Najpriaznivejšie hydrogeologické a hydrodynamické pomery sú v blízkosti tokov, kde podzemné vody sú priamo doplňované vodou z korýt. Pravostranné alúviá bývajú pomerne lepšie zvodnené a majú väčšiu mocnosť nanesených štrkopieskov, ako ľavostranné. Potvrdzuje to aj Váh v profile Tepličky nad Váhom, medzi Púchovom a Streženicami, pod Novým Mestom, rieka Nitra pod obcou Branč až po Nové Zámky, Hornád pod Košicami až po čsl.-maďarské hranice, rieka Laborec od Strážskeho až po Michalovce atď. (pozri niektoré typické hydrogeologické profily).

Veľké zásoby podzemných vôd v kvartérnych zvodnených usadeninách sa vyskytujú hlavne na Záhorskej nížine v podkarpatskej depresii a pozdĺž dolného toku Moravy, na Podunajskej nížine hlavne na hornej polovici Veľkého Žitného ostrova, v celom alúviu Váhu od Žilinskej kotliny až po jeho vyústenia do Dunaja,

v alúviu Nitry od Prievidze, ale hlavne od Nitry až po sútok s Váhom, v dolnom toku Žitavy, v alúviu Hrona od Tlmáč po Štúrovo, lokálne i v jeho jednotlivých kotlinách, v údolnej nive Hornádu od Košíc až po maďarské hranice, v údolnej nive Laborca od Strážskeho cez Michalovce až po Bodrog; pomerne dobre je zvodnená aj aluviálna niva rieky Tisy, ale aj údolné nivy riek a potokov v jednotlivých kotlinách karpatských flyšových pohorí, kde miestami možno čerpať z prietočných profilov až 30 l/sek., napr. alúvium Torysy, Tople a inde.

Treba zdôrazniť, že v povodí jednotlivých riek a potokov sú priaznivé hydrogeologické podmienky aj pre doplňovanie zásob podzemných vôd cestou umelej infiltrácie. Tento spôsob obohacovania zásob podzemných vôd sa zatiaľ na Slovensku len málo uplatňuje, hoci sú tu miesta a oblasti, v ktorých by sa týmto spôsobom ľahko dal likvidovať nedostatok vody pre hospodárstvo i pre občiansku spotrebu.

Väčšina podzemných vôd kvartérnych usadenín na Slovensku vyhovuje pre pitné ciele po stránke chemicko-fyzikálnej i biologickej. Kvalitu podzemných vôd zväčša zhoršuje prítomnosť Fe a Mn, najmä na Záhorskej a Východoslovenskej nížine i v povodí Hrona. Lokálne zvýšený obsah síranov je viazaný na blízke vývery minerálnych vôd, resp. na odpadové vody z tovární, alebo na geologické podložia.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1962: Geológia československých Karpát I—II, SAV Bratislava. — [2] Bindeman V., 1963: Rasčety exploatočných zaparov podzemnych vod, Moskva. — [3] Bujalka P., 1960: Hydrogeologický prieskum Veľkého Žitného ostrova. Rukopis; GP Žilina. — [4] Bujalka P., 1961: Hydrogeologický prieskum vodného zdroja pre vodovod mesta Žiliny v Tepličke nad Váhom. Rukopis; GP Žilina. — [5] Bujalka P., 1962: Hydrogeologický výskum Podunajskej nížiny, časť I—II, III, IV, VI. Rukopis; GP Žilina. — [6] Bacmaňáková N., 1963: Hydrogeologické pomery okolia Kolárova. Rukopis; GP Žilina. — [7] Cabala D., 1964: Hydrogeologický prieskum náplavov Váhu pre vodovod Piešťany. Rukopis; GP Žilina. — [8] Dub O., 1956: Hydrológia Slovenska. SAV Bratislava. — [9] Duba D., 1960: Vyšetrovanie neustáleného prúdenia spodnej vody hydrologickými metódami a ich použitie pre predpovede zmien v režime. Rukopis; VÚV Bratislava. — [10] Franko O., 1963: Príspevok k hydrogeologickým pomerom okolia Trnavy. Geol. práce, Zošit 64, Bratislava. — [11] Franko O., 1959: Hydrogeologické pomery okolia Galanty. Rukopis; ÚSG Žilina. — [12] Hýrošová E.— Šimák K., 1961: Hydrogeologický prieskum Dunajskej terasy pri Štúrove. Rukopis; GP Žilina. — [13] Frankovič J., 1961: Hydrogeologické pomery Trnavskej sprašovej tabule. Rukopis; GP Žilina. — [14] Hynie O., 1962, 1963: Hydrogeologia ČSSR — I. a II. diel. ČSAV, Praha. — [15] Jakab A., 1958—64: Registrácia a popis minerálnych prameňov na Slovensku. Rukopis; GP Žilina. — [16] Izso J., 1963: Hydrogeologický výskum Podunajskej nížiny, časť V. Rukopis; GP Žilina. — [17] Kettner R., 1956: Geológia — III. diel. ČSAV, Praha. — [18] Kubaň T., 1962: Hydrogeologický prieskum okolia Zlatých Moraviec. Rukopis; GP Žilina. — [18a] Kubáň T., 1960—62: Vplyv vodného diela Madunice na kúpeľný ostrov Piešťany. Rukopis; GP Žilina. — [19] Kullman E., 1960—63: Hydrogeologický výskum Záhorskej nížiny. Rukopis; Geofond Bratislava. — [20] Maheľ M., 1949: Hydrogeologia

jednotlivých povodí Slovenska — práce pre RVR. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [21] Malgot J., 1960: Hydrogeologické pomery územia Mužla—Štúrovo—Chľaba (vplyv vodného diela Nagymaros). Rukopis; diplomová práca. — [22] Orvan J., 1961: Nové poznatky o hydrogeologických pomeroch štvrtohorných riečnych náplavov niektorých lokalít v údoliach JV Slovenska. Geologické práce, Zprávy 22, Bratislava. — [23] Ovčinikov A. M., 1956: Obščaja gidrogeologia. Moskva. — [24] Plotnikov V. P., 1960: Ocenka zapasov podzemnych vod. Moskva. — [25] Porubský A., 1963: Hydrogeologické pomery alúvia Váhu v úseku Krpelany—Sereď. Geologické práce, Zošit 64, Bratislava. — [26] Porubský A., 1963: Hydrogeologické pomery dunajského územia medzi Komárnom a Chľabou, Geologické práca, Zprávy 29, Bratislava. — [27] Porubský A., 1958: Hydrogeologické pomery Východoslovenskej nížiny, Inžiniersko-geologický sborník č. 3, ÚSG Žilina. — [28] Porubský A., 1958: Hydrogeologický výskum pre II. vodný zdroj mesta Bratislavy. Rukopis; ÚSG Žilina. — [29] Porubský A., 1959: Hydrogeologický prieskum pre elektráreň A — Bohunice. Rukopis; GP Žilina. — [30] Porubský A., 1960: Príspevok k poznaniu artézskych vôd v okolí Komárna. Geologické práce, Zprávy 29, Bratislava. — [31] Porubský A., 1963: Hydrogeologia Slovenska. Prednáška na rezortnom školení hydrogeológov ÚGÚ, Praha. — [32] Porubský A., 1964: Hydrogeologické pomery vodárenského ostrova Síhoť. Rukopisná zpráva; Geologický prieskum, Žilina. — [33] Porubský A., 1964: Hydrogeologické pomery čsl. úseku Dunaja. Rukopis; GP Žilina. — [34] Porubský — Malý, 1962: Hydrogeologický prieskum staveniska VSŽ Košice. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [35] Račický M., 1962: Hydrogeologické pomery JUP—Vátovce. Rukopis; Geol. prieskum, Žilina. — [36] Rudinec R., 1958: Hydrogeologické pomery Záhorskej nížiny. Diplomová práca. — [37] Struňák V., 1960: Hydrogeologické pomery Kokšov—Bakša—Gyňov. Rukopis; GP, Žilina. — [38] Šindler M., 1963: Hydrogelogické pomery náplavov Cirochy. Rukopis; Geol. prieskum, Žilina. — [39] Štein F., 1958: Návrh zásobovania vodou Žitného ostrova, Voda 7, Praha. — [40] Štein F., 1960: Zásobovanie malých spotrebísk vodou. SVTL Bratislava. — [41] Štein F., 1963: Výskum zmien akosti spodnej vody v pririečnych náplavoch riek Ondavy a Laborca. Rukopis; VÚV Bratislava. — [42] Tkáčik P., 1960: Geologický prieskum okolia Púchova n/Váhom. Rukopis; Geol. prieskum, Žilina. — [43] Tkáčik P., 1961: Hydrogeologický prieskum náplavov Roňvy. Rukopis; Geol. prieskum, Žilina. — [44] Tkáčik P., 1958—63: Minerálne vody Slovenska. Rukopis; Geol. výskum, Žilina. — [45] Tužinský A., 1963: Hydrogelogické pomery náplavov Hrona v okolí Levíc. Rukopis; Geol. prieskum, Žilina. — [46] *Agroprojekty:* Hydrogeologické materiály. Rukopisné zprávy v Geofonde, Bratislava. — [47] *Vodné zdroje:* Hydrogeologické materiály. Rukopisné zprávy v Geofonde, Bratislava.

ANTON PORUBSKÝ

GRUNDWÄSSER DER NEOGENEN UND QUARTÄREN ABLAGERUNGEN IN DER SLOWAKEI

In den neogenen Becken der Slowakei treten meistens Ablagerungen marinen Ursprungs auf, seltener wird das Liegende dieser Becken durch neogene vulkanische Komplexe gebaut. Vom hydrogeologischen Standpunkt aus können die tertiären Ablagerungen — im Falle der hydrologisch günstigen Lagerungsverhältnisse — auch artesisches Wasser mit gespanntem Spiegel bieten.

Unter Berücksichtigung ihres geologisch-tektonischen Aufbaues kann man slowakische neogene Becken in einige artesischen Rayonen einteilen, und zwar:

1. Niederung von Záhorie, 2. Bratislava, 3. Galanta, 4. Nové Zámky—Komárno, 5. Štúrovo, 6. Lučenec, 7. Košice—Moldava, 8. ostslowakische Niederung, 9. artesische Gebiete der Tatriden und 10. die inneren Becken.

Artesische Wasserhorizonten im Neogen, besonders in den jüngeren Schichtfolgen, treten in manchen Gebieten bereits in der Tiefe zwischen 30 und 40 m auf. Die Mächtigkeit der wasserleitenden Horizonten beträgt 2—10 m, seltener auch mehr. Aber in meisten Gebieten reichen artesische Horizonten bis in grosse Tiefen, ja bis 2000 m. Für praktische Ausnützung sind nur Wässer bis in die Tiefe zwischen 300—400 m geeignet, da in grösseren Tiefen das Wasser warm, sogar heiss wird. Artesische Horizonten in den höheren Lagen können auch in hydraulischer Verbindung stehen und von Flusswasserzuständen beeinflusst werden. In tieferen Lagen bilden artesische Horizonten selbständige Einheiten, die aus wasserleitenden Sanden, bzw. winzigen Kiesen gebaut sind. Infiltrationsgebiete können sich an Hängen der anliegenden Berge (bzw. wo sie im wasserführenden Quartär zutage treten) befinden.

Die Ergiebigkeit einzelner artesischen Brunnen hängt von der Tiefe des artesischen Horizontes und von der Wasserdurchlässigkeit der Ablagerungen ab, und beträgt 0,2—4,0 L/sec., seltener bis 6—10 L/sec. pro Brunnen. Im allgemeinen kann dieses Wasser zu Trinkzwecken gebraucht werden.

In den slowakischen Niederungen, auf ziemlich langen Flussstälern der grösseren und kleineren Flüsse und Bäche, wie auch auf älteren Terassen sind wasserleitende Quartärablagerungen anwesend und örtlich erreichen sie auch grössere Mächtigkeit. Es handelt sich am meisten um Flussanschwemmungen der Kiessande, die von alluvialen und deluvialen Lehmen und Lössen, Flugsanden, Schöttungen und Dejektionskegeln bedeckt sind. Vom hydrogeologischen Standpunkt kommt die grössere Bedeutung den quartären Kiessanden in den Talniederungen, Terassen und in einzelnen Becken zu. Leider die geographische Verteilung dieser wasserhaltigen Schichten ist sehr unregelmässig. Deshalb gibt es in der Slowakei einerseits Gebiete mit Wasserüberschüssen, und andererseits Gebiete mit Wassermangel, was manchmal allerdings durch mangelnde Qualität der Grundwässer aus den quartären Anschwemmungen verursacht wird.

Um bei der Behandlung dieses Problemes bessere Übersicht zu bekommen, werden die quartären Grundwässer je nach den Flüssen behandelt, und zwar: die March, Donau, Oberwaagtal, Unterwaagtal, Nitra, Hron, Ipeľ, Slaná, Hornád mit Bodva, Bodrog, und Poprad mit Dunajec.

Die wasserführenden quartären Ablagerungen erreichen eine Mächtigkeit von 2 bis 18 m, örtlich sind sie auch sehr wasserreich, mit Ergiebigkeit bis zu 30 L/sec. pro Brunnen. In der Regel sind die Rechtuferablagerungen an Wasser reicher und auch die Mächtigkeit der wasserleitenden Schichten ist viel grösser als bei den Linksuferablagerungen.

Als grösster Wasserlieferant ist die Donautiefebene, wo die wasserleitenden Quartärablagerungen bis zu 200 m, örtlich sogar auch mächtiger sind und die Ausgiebigkeit pro Brunnen beträgt bis zu 200 L/sec.

Im allgemeinen sind die Grundwässer der Quartärablagerungen zum Trinken geeignet. Stellenweise aber weisen sie den erhöhten Mn und Fe Gehalt, besonders im Raume der Flyschgebirge, in der ostslowakischen Niederung und in der March—Donau-Niederung (Záhorská nížina).

In einzelnen Kesseln sind sehr günstige Bedingungen für die Wasseransammlungen, bzw. Ergänzung der Grundwasservorräte im Wege der künstlichen Infiltration vorhanden.

DUŠAN DUBA

RIEŠENIE ZMIEN VÝŠKY HLADINY SPODNÝCH VÔD OKOLIA KRAVIAN VYVOLANÝCH VÝSTAVBOU VODNÉHO DIELA NAGYMAROS

Pririečne územie Dunaja na jeho čsl. úseku predstavuje v prevládajúcej miere jeho údolnú nivu, ktorej pokryvné útvary tvorí zvodnený komplex kvartérnych riečnych náplavov. Nízko položené územie je súčasne chránené pozdĺžnymi hrádzami. Protipovodňové hrádze však nevylučujú možnosť brehovej filtrácie z Dunaja do územia v ich podloží, ktorá pri hydraulickej súvislosti medzi hladinou v rieke a hladinou spodnej vody pririečnych území, vyvoláva často ich podmáčanie, ba aj zaplavovanie spodnými vodami. Proti tomuto nepriaznivému vplyvu sú časti údolnej nivy ochraňované priesakovými a odvodňovacími kanálmi, ktoré zachytávajú podzemný prítok z rieky a spolu so zrážkovými vodami (so zamedzeným prirodzeným odtokom na ohradzovanom území) ich odvádzajú k čerpacím staniciam. Tieto v období vysokých stavov na riekach prečerpávajú do nich odvedenú vodu.

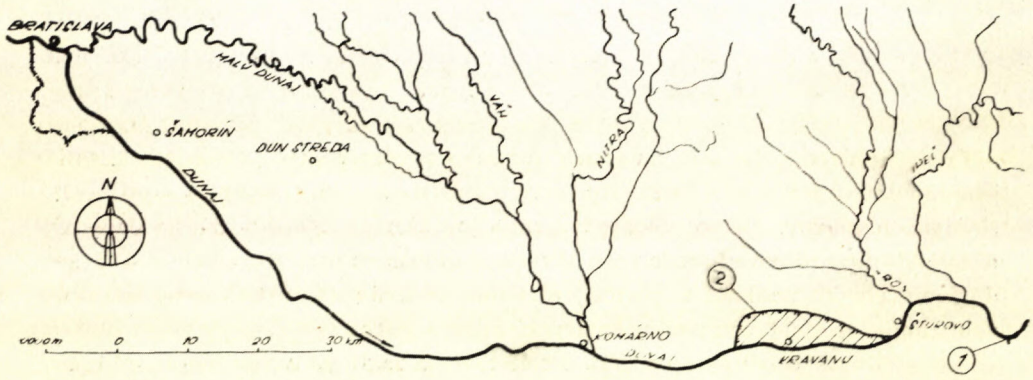
Takýto systém ochrany bol prijatý aj pre zamedzenie nepriaznivého vplyvu vzdutia hladiny v Dunaji a výustných tratiach jeho prítokov po výstavbe vodného diela. Podstatný rozdiel medzi súčasným a budúcim stavom bude v tom, že pri terajšom režime Dunaja obdobia jeho zvýšených prietokov, a teda aj zvýšenej brehovej filtrácie, nepresahujú obvykle v priemernom roku 1—2 mesiace, kým po výstavbe vodného diela to bude stav trvalý, lebo všetky prietoky Dunaja až po 6000 m^3/sek. budú vzdúvané. Pritom uvedený prietok už aj v súčasných podmienkach vedie k intenzívnej brehovej filtrácii. To znamená, že na zachovanie aspoň súčasného stavu hladiny spodných vôd bude potrebné zdokonaliť doterajšie ochranné opatrenia vybudovaním doplňujúcich priesakových a odvodňovacích kanálov, prípadne prehĺbením už vybudovaných a zvýšením doterajšej kapacity čerpacích staníc.

Z uvedeného vyplýva všeobecne úloha pre riešenie zmien výšky hladiny spodných vôd vyvolaných výstavbou vodného diela: určiť výšky hladiny spodných

vôd, ovplyvnených vzdutím hladiny v Dunaji a sústavou priesakových a odvodňovacích kanálov.

Pri známej geologickej stavbe územia a hydrogeologických pomeroch vychádzame zo zhodnotenia súčasného režimu spodných vôd na základe ich pozorovaní v prírode, vrátane zostavenia ich vodnej bilancie, čo slúži ako podklad pre experimentálne určenie hladín spodných vôd pomocou hydraulickej analógie, nakoľko spoľahlivých hydraulických riešení takejto zložitej plošnej (dvojrozmernej) úlohy niet.

Stručné zhodnotenie výsledkov uvedeného metodického postupu podávame na príklade uzavretého územia pri Dunaji v okolí Kravian (obr. 1).



Obr. 1. Orientačná situácia čsl. úseku Dunaja. 1 — profil vodného diela Nagymaros; 2 — územie Kravianskej oblasti.

Vyšetrovaná oblasť sa nachádza vo východnej časti Podunajskej nížiny Z od Štúrova. Je to nízko položená údolná niva Dunaja, ktorá je na juhu ohraničená 23 km úsekom rieky medzi rkm 1722 a 1745 a na severe oblúkovite sa tiahnúcim terasovým stupňom, na okraji ktorého sú obce Moča, Búč, Júrsky Chlm, Mužla a Obid. Vlastná údolná niva je široká 2,5 až 6 km a má celkovú rozlohu asi 66 km^2; povrch má rovinatý. V juhozápadnej časti leží obec Kravany n/D. a približne v jej strede pri Dunaji obec Čenkov.

Na prevládajúcej časti územia predkvartérne podložie tvoria sedimenty terciéru, zložené z jemných pieskov, ílov a slieňov, ktoré majú podstatne menší filtračný súčiniteľ ako komplex pokrývajúcich riečnych náplavov. Považujeme ich preto z hľadiska našich vyšetrovaní za nepriepustný podklad fluviálnych sedimentov, zvodnený horizont ktorých je predmetom nášho riešenia.

V riečnych náplavoch tu možno vydeliť niekoľko faciálnych typov (M a t u l a 1953). Uvedieme len tie, ktorých filtračné vlastnosti sú rozhodujúce pre vytváranie režimu kolísania hladiny spodnej vody. Najpriepustnejším súvrstvím riečnych náplavov je ich dolná časť, tvorená piesočnatými štrkmi až hrubými pieskami so štrkom (fácia riečneho dna), ktorých stredná hodnota je $k = 3{,}5 \cdot 10^{-2}$ cm/sek. Na nich leží súvrstvie stredných až jemných pieskov (príbrežná fácia riečneho koryta) so strednou hodnotou $k = 1 \cdot 10^{-3}$ cm/sek. (pozri obr. 4, 5).

Tieto dve súvrstvia tvoria tú časť zvodneného horizontu, v ktorej sa deje najintenzívnejšie prúdenie spodných vôd, prejavujúce sa kolísaním ich hladiny. Ich hrúbka je na jednotlivých častiach územia rozdielna. Na zvýšenej údolnej terase SV od Moči je mocnosť piesočnatých

štrkov 5—7 m a pieskov 3—6 m; celková mocnosť zvodnenej vrstvy je priemerne 10 m. V oblasti Čenkovského lesa a Kravian sú odpovedajúce hrúbky 4—6 m a 2—5 m, v priemere 8—9 m. Na zníženej údolnej terase južne od Mužly a Obidu sú mocnosti menšie: štrkopiesočnatá vrstva na báze má 2—3 m a piesková vrstva 2—3 až 4 m, v priemere spolu okolo 5—6 m.

Povrchové pokryvné útvary sú zložené z prachovitých až hlinitých pieskov, prípadne prachovito-piesočnatých hlín (0,5 až 2,0 m) s priemerným filtračným súčiniteľom 3.10^{-4} až 5.10^{-5} cm/sek., čo sú hodnoty o 1—2 rady nižšie . Tieto sedimenty nezahrňujeme do vlastnej zvodnenej vrstvy, lebo v nich bude už prúdenie spodných vôd v porovnaní s predchádzajúcimi útvarmi nepatrné. Tieto súvrstvia však môžu umožňovať zrážkovú infiltráciu ku hladine spodnej vody, tým skôr, že v dôsledku jej pomerne vysokých hladín sa v prírodných podmienkach v neveľkej hĺbke nachádzajú v stave takmer úplného nasýtenia vodou. Veľmi dobré podmienky pre zrážkovú infiltráciu sú v priestore Čenkovského lesa, kde viaté piesky majú hodnotu $k = 2 . 10^{-3}$ až $1{,}8 . 10^{-4}$ cm/sek.

Na miestach s výskytom prachovito-piesočnatých hlín, ílovitých hlín (fácie nivného alúvia a fácie mŕtvych ramien), ktorých filtračný súčiniteľ môže mať veľmi nízke hodnoty až okolo $1 \div 6 . 10^{-7}$ cm/sek., vyskytuje sa pri vysokej hladine spodnej vody pod terénom režim ich prúdenia s napätou, prípadne čiastočne napätou hladinou (obr. 2). Výsledky inžiniersko-geologického výskumu územia (M a t u l a, D u b a, J e s e n á k 1963; M a t u l a 1963) nám poskytli podklady pre posúdenie hydrogeologických pomerov územia, tak ako sme ho vykonali na základe príslušného spracovania dlhodobých pozorovaní spodných vôd a zostavenia ich vodnej bilancie. Pritom, ako sme už uvádzali, vyšetrujeme len prúdenie spodných vôd v riečnych náplavoch.

Dáta o kolísaní hladiny spodných vôd oblasti ukázali, že základnými činiteľmi, ovplyvňujúcimi režim kolísania, sú: atmosférické zrážky, brehový filtračný prietok z Dunaja a podzemný prítok z vyššej terasy na SZ a severnom okraji oblasti; ďalej úhrnný výpar, podzemný odtok do Dunaja (odvodňovací, drenážny účinok Dunaja) a odtok odvodňovacími kanálmi (D u b a 1954, 1961; S u p e k 1959).

Hydroizohypsy zostrojené pre nízky stav hladiny v Dunaji (obr. 2) ukazujú v celej oblasti takmer výlučne SJ smer prúdenia (podzemný odtok do rieky). Pri vysokých alebo zvýšených stavoch v Dunaji intenzívna brehová filtrácia do územia nielen vylučuje odtok spodných vôd, ale zvyšuje ich zásoby, v dôsledku čoho v strede oblasti s výskytom piesočnatých štrkov väčšej priepustnosti (Čenkovský les) dochádza ku akumulácii spodných vôd (obr. 3). Ich prúdy smerujú do tejto časti územia nielen z Dunaja, ale aj z vyššieho terasového stupňa rovnako aj zo západu.

Pri vysokých stavoch spodných vôd prevládajú hĺbky pod terénom menšie ako 1 m a 1—2 m; len v oblasti vyššieho stupňa údolnej terasy Čenkovského lesa sú 3—4 m a väčšie (obr. 2). Zloženie povrchových pokryvných vrstiev vytvára vhodné podmienky pre infiltráciu atmosférických zrážok a spotrebu podzemných vôd úhrnným výparom, čo sa nutne prejavuje aj v časovom priebehu kolísania hladiny spodných vôd. Porovnanie hĺbok hladiny spodných vôd s hrúbkou povrchových vrstiev s uvážením ich filtračného súčiniteľa ukazujú, že v meandrovom

páse Dunaja prechádzajúcom SV od Kravian pod okrajom vyššej terasy v smere JJV pod Mužlou a Obidom, prevláda prúdenie s napätou hladinou (obr. 2, 4 a 5).

Rozkyv hladiny spodných vôd (S u p e k 1959) za roku 1954—58 vo vnútorných častiach oblasti s prevládajúcim vplyvom atmosférických zrážok (obr. 5) a úhrnného výparu na režim kolísania sa pohybuje medzi 1—2 m. Pás územia pri Dunaji, t. j. bezprostrednej pririečnej zóny ovplyvňovaný kolísaním hladiny spodných vôd v závislosti od hladiny v Dunaji má rozkyv 3—6 m, prechodné územie 2—3 m.

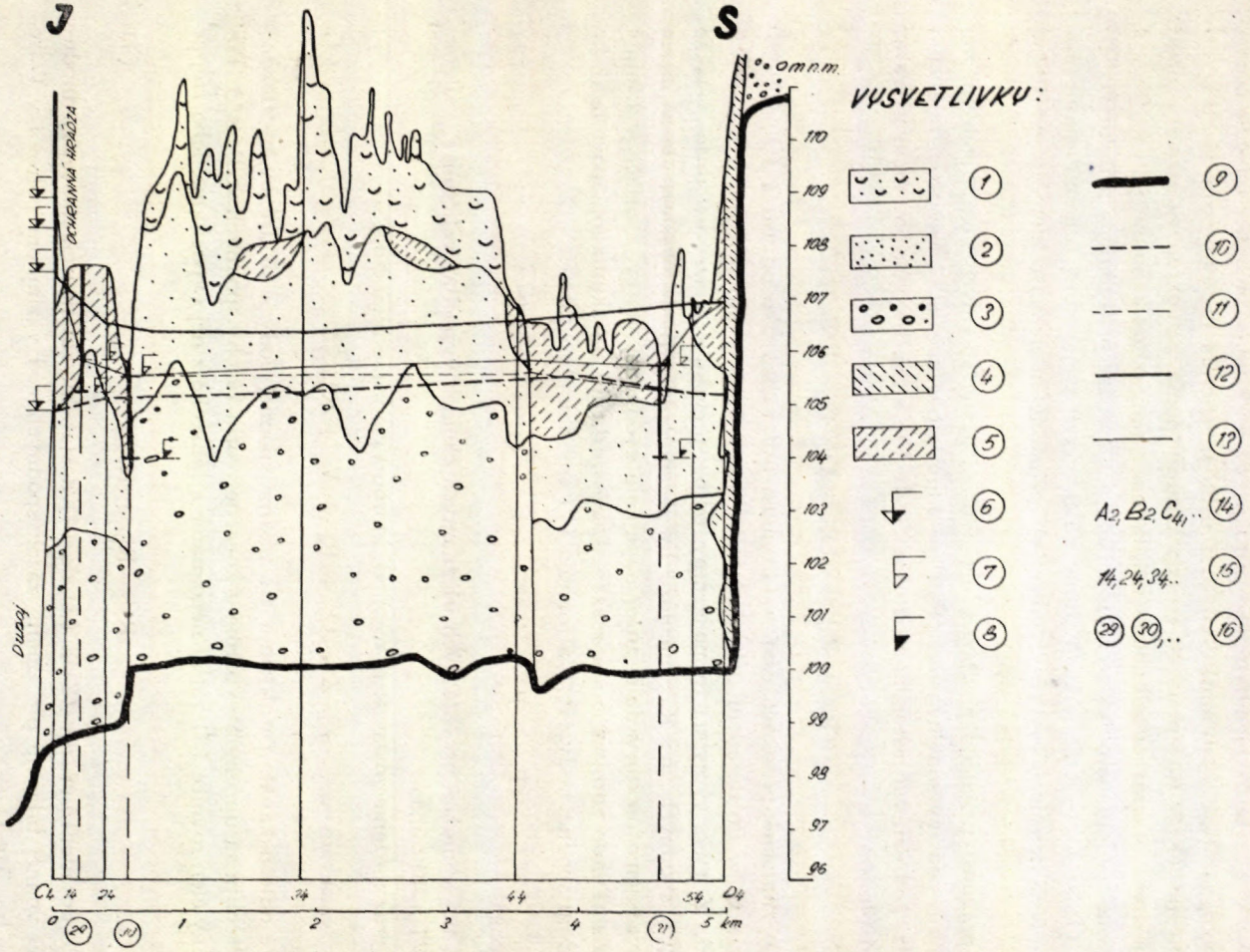
Z hydrogeologických profilov so zakreslenými extrémnymi hladinami spodných vôd vidno dosah bezprostredného brehového filtračného napájania z Dunaja a odvodňovacieho (drenážneho) účinku rieky (150—350 m; obr. 4). Na tomto území každému kolísaniu hladiny v Dunaji odpovedá príslušný výkyv hladiny spodnej vody. Za týmto pásom možno viesť pozdĺž rieky ďalšiu čiaru vzdialenú 700 až 2000 m, po ktorú sa prejavuje brehový prítok alebo drenážny účinok Dunaja pri dlhšie trvajúcich zvýšených alebo nízkych stavoch (obr. 2). Priemerný brehový filtračný prietok z Dunaja počas vysokých povodňových stavov pohybuje sa medzi 140—340 l/sek./km. Veličinu podzemného prítoku z vyššej terasy sme určili približne v rozmedzí 0,5—3,0 l/sek./km.

Poznatky o súčasnom režime spodných vôd nám umožňujú pristúpiť k zostaveniu vodnej bilancie územia (D u b a 1961, 1962) s dôrazom na zmeny zásob spodných vôd podľa sezón (zimný a letný polrok).

Pre zostavenie vodnej bilancie zimného polroku poznáme úhrn zrážok (Z), hodnotu úhrnného výparu (V), zmeny zásob spodných vôd (R_p), ktoré vykazujú prírastok. Ďalej sme vypočítali celkový brehový filtračný prítok z rieky (P_{pr}), podzemný odtok do rieky (O_{pr}) a podzemný prítok zo susediacich území (P_p), v našom prípade to znamená po okraji vyššej terasy ohraničujúcej na S skúmané územie. Je nám známy tiež odtok (O) obvodovým záchytným kanálom pod

▷

V y s v e t l i v k y: 1 — mladopleistocénne naviate piesky ($k = 2 . 10^{-3}$ až $1{,}8 . 10^{-4}$ cm/sek), 2 — stredné až jemné piesky ($k = 1 . 10^{-3}$ cm/sek), 3 — piesočnaté štrky až hrubé piesky so štrkom ($k = 3{,}5 . 10^{-2}$ cm/sek), 4 — svahové hlinité sedimenty pozdĺž vyššieho terasového stupňa, 5 — prachovité až hlinité piesky, prípadne prachovito-piesočnaté hliny ($k = 3 . 10^{-4}$ až $5 . 10^{-5}$ cm/sek), 6 — odpovedajúce výšky hladiny Dunaja pred a po vzdutí vyvolanom vodným dielom, 7 — výška hladiny vody v priesakových a odvodňovacích kanáloch, 8 — výška dna priesakových a odvodňovacích kanálov, 9 — ohraničenie povrchu treťohorného podkladu, 10 — najnižšia hladina spodnej vody v súčasných podmienkach za riešené obdobie r. 1954—1956, 11 — najnižšia hladina spodnej vody za rovnaké obdobie po výstavbe vodného diela určená riešením na hydraulickom integrátore, 12 — najvyššia hladina spodnej vody v súčasných podmienkach za r. 1954—1956, 13 — najvyššia hladina za toto obdobie po výstavbe vodného diela určená riešením na hydraulickom integráte, 14 — miesta napojenia okrajových podmienok k modelu skúmanej filtračnej oblasti, 15 — miesta diferenčnej výpočtovej siete, v ktorých bolo vykonané riešenie zmien výšok hladiny spodnej vody na integrátore, 16 — miesta priesečíkov spojníc bodov výpočtovej siete s priesakovými a odvodňovacími kanálmi, v ktorých sa ich drenážny vplyv modeloval.



Obr. 4. Hydrogeologický profil 4 (400× prevýšený). Zostavil D. Duba, M. Matula a I. Mucha.

okrajom tejto terasy (obr. 2). Vzhľadom na to, že zásoby spodných vôd v tomto polroku stúpajú, uvažujeme, že úhrnný výpar spotrebuje výlučne vody zo zrážok ($V = V^z$), a že $^2/_3$ z podzemného prítoku ($P_p = 9$ mm) zachytí a odvedie obvodový kanál ($O^{spv} = 6$ mm). Asi $^1/_3$ z neho sa podieľa na vytváraní zásob spodných vôd ($R_p^{spv} = 3$ mm) čo možno posúdiť podľa zamokrených plôch v okolí kanálu aj v bezzrážkových obdobiach. Potom známy odtok kanálom ($O = 19$ mm) môžeme rozdeliť na odtok zo zrážok (O^z) a z drenáže podzemného prítoku (O^{spv}) ako $O^z = O - O^{spv}$. Ako uvidíme ďalej, v celkovej vodnej bilancii znamenajú tieto čísla len malé veličiny, takže ich prípadné nepresnosti nemôžu podstatne ovplyvniť presnosť bilančných výpočtov.

Správnosť prijatého predpokladu o tvorení zásob spodných vôd z podzemného prítoku pod výššou terasou ($R_p^{spv} = 3$ mm) overíme aj čiastkovou bilanciou medzi podzemným prítokom a odtokom (tab. 1); ak sa tieto zásoby majú vytvárať musí platiť

$$(P_{pr} + P_p) - (O_{pr} + O^{spv}) = + R_p^{spv} \qquad (1)$$

To znamená prítoková časť v (1) musí byť väčšia ako odtoková $P_{pr} + P_p > O_{pr} + O^{spv}$. Po dosadení príslušných číselných údajov táto nerovnosť nie je splnená. Z toho vyplýva, že podzemný odtok prevyšuje podzemný prítok (takže zásoby spodných vôd R_p^{spv} nemôžu byť v žiadnom prípade vyššie), ale aj to, že neuvažujeme niektorý ďalší zdroj napájania zvodnenej vrstvy, tvoriaci podzemný prítok. Týmto zdrojom budú zrážky, ktoré infiltrujú na skúmanom povodí až po hladinu spodnej vody (P_p^z) a rovnicu (1) treba doplniť takto:

$$(P_{pr} + P_p^z + P_p) - (O_{pr} + O^{spv}) = + R_p^{spv} \qquad (2)$$

Z nej je možné pri ostatných už známych členoch vypočítať veličinu P_p^z ($P_p^z =$ = 21 a 40 mm).

Teraz môžeme zostaviť už rovnicu, ktorou vyjadríme bilanciu zrážok:

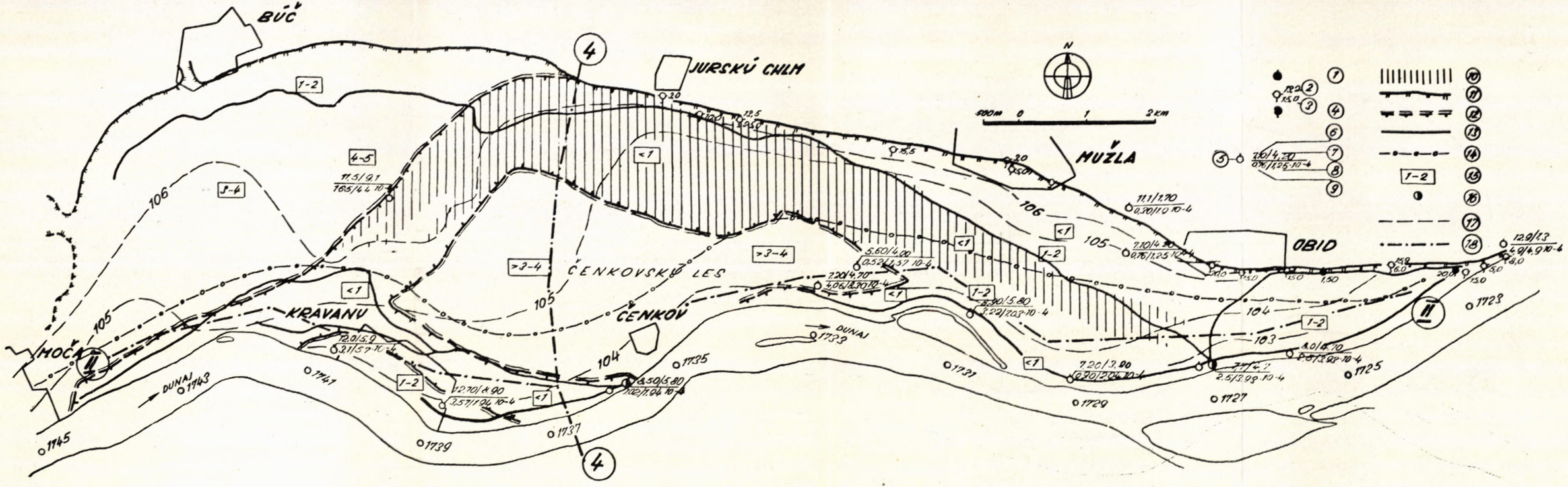
$$Z = O^z + P_p^z + V^z + R_p^z, \qquad (3)$$

ktoré odtečú kanálmi, infiltrujú ku hladine spodnej vody a sú drénované riekou; spotrebujú sa úhrnným výparom a konečne tvoria zásoby spodných vôd (R_p^z). Posledný člen rovnice (3) zatiaľ nepoznáme a ľahko ho z nej vypočítame, lebo zrejme platí:

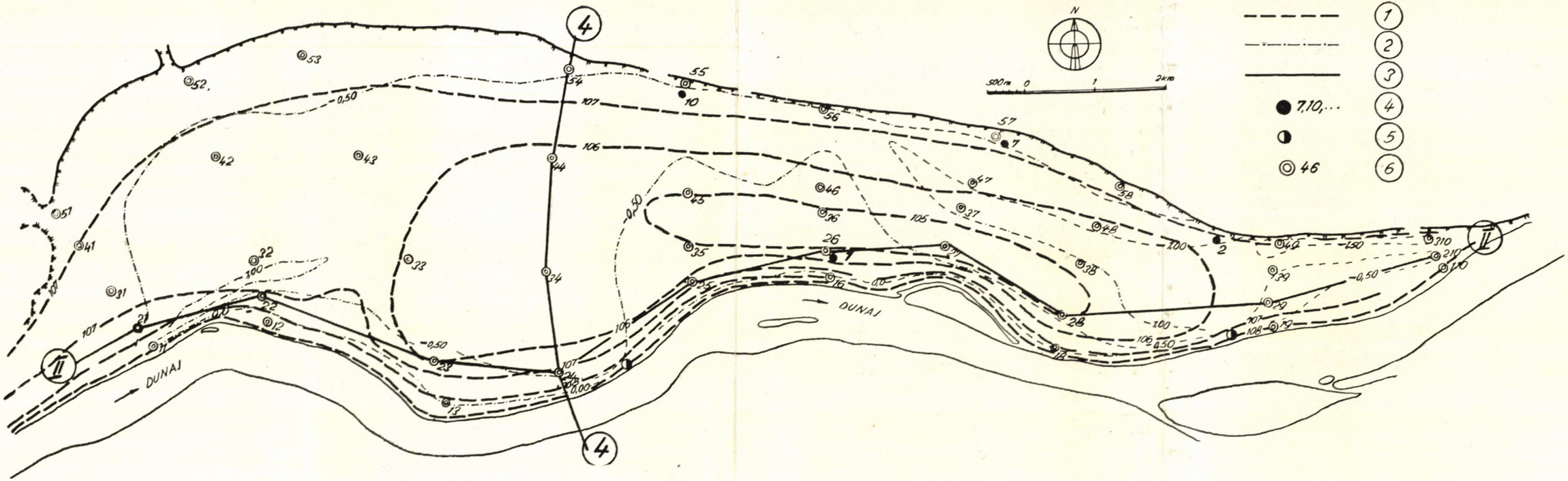
$$R_p^z = R_p^z + R_p^{spv} \qquad (4)$$

Po dosadení výrazov (2) a (3) do (4) dostaneme rovnicu čiastkovej zjednodušenej vodnej bilancie pre zmenu zásob spodných vôd v zimnom polroku v tvare (D u b a 1961):

$$+ R_p = (Z + P_{pr} + P_p) - (V + O + O_{pr}) \qquad (5)$$

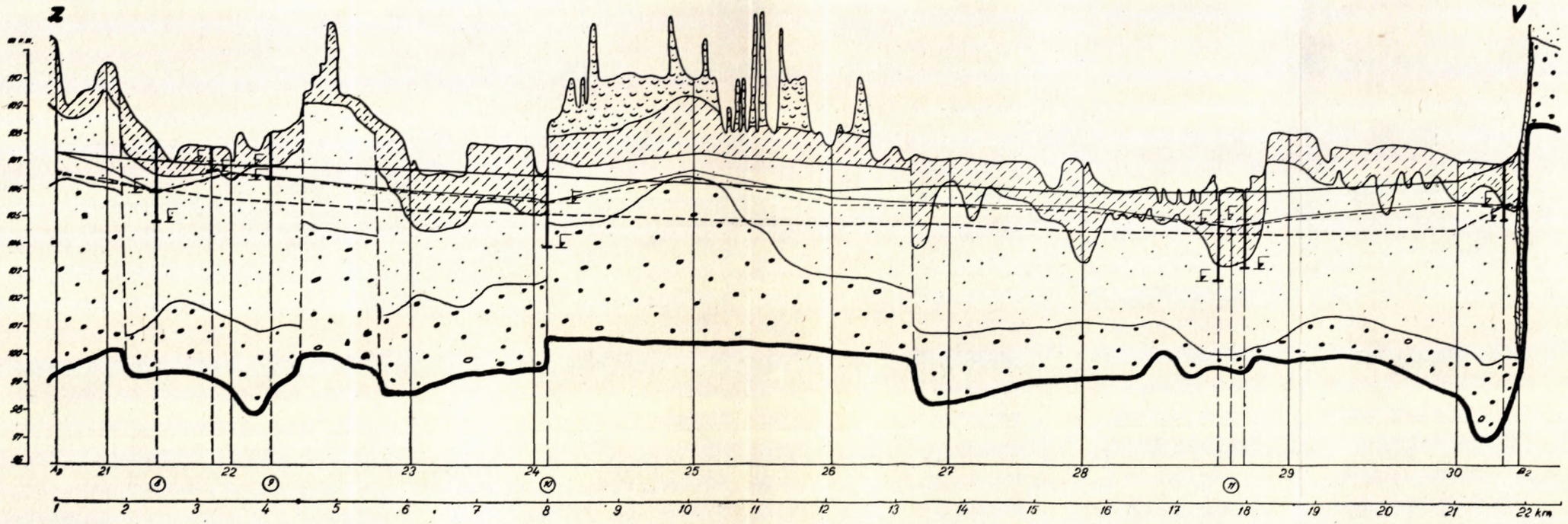


Obr. 2. Hydrogeologické pomery Kravianskej oblasti (1). Zostavil D. Duba a M. Matula. Vysvetlivky: 1 — artézsky vrt, 2 — teplota vrstevného prameňa, 3 — výdatnosť vrstevného prameňa v l/min, 4 — artézsky prameň, 5 — hydrogeologický vrt, 6 — mocnosť kvartéru, 7 — mocnosť zvodnenej vrstvy, 8 — filtračný súčiniteľ v m/sek, 9 — špecifická výdatnosť vrtu v l/sek 1 bm zníženia, 10 — územia s trvale čiastočne napätou hladinou spodnej vody, 11 — okraj vyššieho terasového stupňa, 12 — okraj nižšieho terasového stupňa, 13 — priesakové a odvodňovacie kanály, 14 — ohraničenie širšej priľahlej zóny, 15 — hĺbky hladiny spodnej vody pod terénom pri vysokých stavoch v m, 16 — čerpacie stanice (Čenkov a Obid), 17 — hydroizohypsy nízkeho stavu hladiny spodnej vody dňa 6. 1. 1954, 18 — priečny (4—4) a pozdĺžny (II—II) hydrogeologický profil.



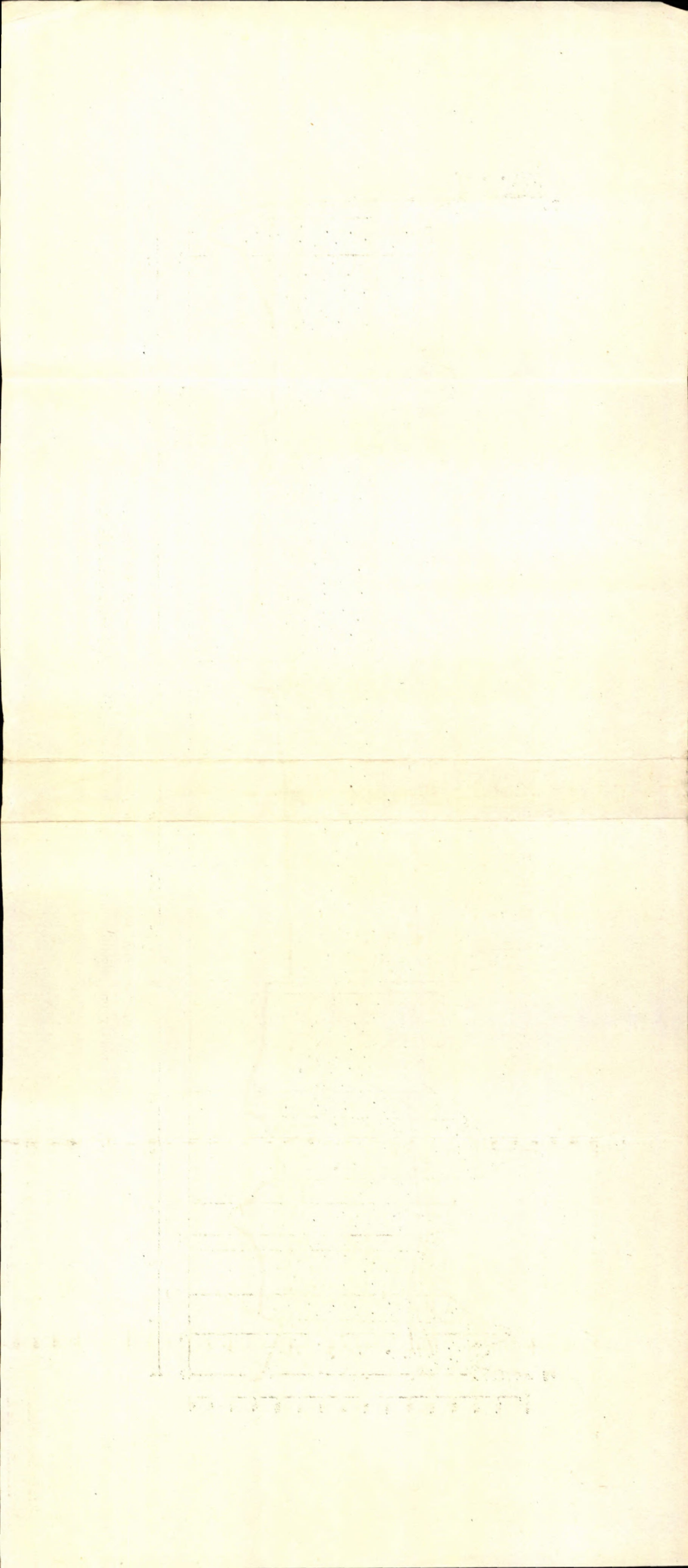
Obr. 3. Hydrogeologické pomery Kravianskej oblasti (2). Zostavil D. Duba a I. Mucha.

Vysvetlivky: 1 — hydroizohypsy vysokého stavu hladiny spodnej vody dňa 14. 7. 1954, 2 — rozdielové čiary zníženia vysokých stavov spodných vôd po výstavbe vodného diela vyvolaného drenážnym pôsobením priesakových a odvodňovacích kanálov a čerpacích staníc (určené riešením na hydraulickom integrátore) v m, 3 — priečny (4—4) a pozdĺžny (II—II) hydrogeologický profil, 4 — niektoré pozorovacie vrty a studne, 5 — čerpacie stanice, 6 — body diferenčnej výpočtovej siete, v ktorej bolo vykonané riešenie zmien výšok hladiny spodnej vody na hydraulickom integrátore.



Obr. 5. Hydrogeologický profil II (400× prevýšený). Zostavil D. Duba, M. Matula a I. Mucha.

Vysvetlivky pre jednotlivé označenia sú rovnaké ako pre hydrogeologický profil 4 na obr. 4.



Pre vodnú bilanciu letného polroku poznáme hodnotu celkového zníženia zásob spodných vôd ($-R_p$) a určili sme tiež všetky ostatné východiskové údaje ako v predchádzajúcom. Z uvádzaných predpokladov ostáva v platnosti len úvaha o záchytnej schopnosti obvodového kanála z podzemného prítoku (P_p) ($O^{spv} = 2/3\ P_p$). Takže pri známom jeho celkovom odtoku sme mohli vypočítať jeho odtok pochádzajúci zo zrážok (O^z). Pri stanovenom celkovom poklese zásob spodných vôd ďalej oprávnene predpokladáme, že platí

$$Z = O^z + V^z \tag{6}$$

z čoho vypočítame V^z, teda tú časť zrážok, ktorú spotrebuje úhrnný výpar.

V podmienkach letného polroku zrejme sa zásoby spodných vôd nezvyšujú, ale znižujú, takže aj $P_p^z = O$, aj $R_p^{spv} = O$ a rovnicu (1) alebo (2) prepíšeme takto:

$$(P_{pr} + P_p) - (O_{pr} + O^{spv}) = V^{spv} \tag{7}$$

To znamená, že aj rozdiel medzi podzemným prítokom a odtokom, (čo odpovedá hydrologickému režimu Dunaja) sa spotrebuje úhrnným výparom. Túto veličinu vypočítame aj z rovnice:

$$V = V^z + R_p + V^{spv} \tag{8}$$

v ktorej už poznáme V, V^z, R_p. Z nej vidno, že úhrnný výpar v letnom polroku sa nasycuje nielen zrážkami a zásobami spodných vôd, ale aj dynamickou zložkou, podzemným prítokom.

Po dosadení výrazov (6) a (7) do (8) dostaneme rovnicu čiastkovej vodnej bilancie zmien zásob spodných vôd v letnom polroku

$$-R_p = (Z + P_{pr} + P_p) - (V + O + O_{pr}) \tag{9}$$

Celkove možno výsledky bilančných výpočtov zhodnotiť takto:

Hlavný podiel na celkovom podzemnom prítoku v zimnom polroku má brehová filtrácia z Dunaja (57—70 %), zrážky infiltrujúce na území oblasti (35—21 %) a konečne podzemný prítok z vyššej terasy (8—9 %). Takéto rozdelenie dobre odpovedá väčšej priepustnosti pririečnej zóny Dunaja. Z tohto podzemného prítoku odtečie pod zemou do rieky až 91—92 %.

Prírastok zásob spodných vôd v zimnom polroku tvoria v prevažnej miere zrážky (98 %). Podzemný prítok a odtok je v podstate v rovnováhe a výmena vody sa tu všeobecne odohráva v pririečnej zóne (obr. 2) a na okraji vyššieho terasového stupňa (tab. 1).

V letnom období z polročného úhrnu zrážok 96—97 % sa spotrebuje úhrnným výparom. Podiel brehovej filtrácie na celkovom podzemnom prítoku sa zvyšuje priemerne na 93 % (oproti 57—70 %). Z neho odtečie do Dunaja pod zemou 83 % a priemerne 13 % sa spotrebuje úhrnným výparom. Celkové klesanie hladiny spodnej vody je vyvolávané úbytkom zásob vody úhrnným výparom, ktorý

v roku bohatom na zrážky spotrebuje až 85 % zrážok a zbytok zo spodných vôd (15 %), v roku s nižšími zrážkami 50 % zo zrážok a až 50 % zo spodných vôd (tab. 1).

Vodná bilancia Kravianskej oblasti zostavená z hľadiska zmien zásob spodných vôd Tab. 1

Označenie členov vodnej bilancie a ich vzájomných vzťahov		Zimný polrok				Letný polrok			
		29. 9. 54 30. 3. 55		5. 10. 55 4. 4. 56		30. 3. 55 5. 10. 55		4. 4. 56 26. 9. 56	
		mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Zrážky (Z)		245	100	293	100	410	100	221	100
zo zrážok	Odtok kanálmi (O^z)	13	5	39	13	12	3	8	4
	Podzemný prítok (P_p^z)	21	9	40	14	—	—	—	—
	Zásoby spodných vôd (R_p^z)	131	53	131	45	—	—	—	—
	Úhrnný výpar (V^z)	80	33	83	28	398	97	213	96
Zásoby spodných vôd (R_p)		134	100	134	100	−49	100	−188	100
zo	Zrážok (R_p^z)	131	98	131	98	—	—	—	—
	Podzemného prítoku (R_p^{spv})	3	2	3	2	—	—	—	—
Celkový podzemný prítok		99	100	114	100	229	100	95	100
Skladá sa z	Podzem. prítoku z rieky (P_{pr})	69	70	65	57	220	96	87	92
	Podzem. prítoku zo zrážok (P_p^z)	21	21	40	35	—	—	—	—
	Podzem. prítoku z vonku (P_p)	9	9	9	8	9	4	8	8
z neho ide na	Podzem. odtok do riek (O_{pr})	90	91	105	92	200	87	75	79
	Odtok kanálmi (O^{spv})	6	6	6	5	6	3	5	4
	Zásoby spodných vôd (R_p^{spv})	3	3	3	3	—	—	—	—
	Úhrnný výpar (V^{spv})	—	—	—	—	23	10	15	16
Úhrnný výpar (V)		80	100	83	100	470	100	416	100
sa nasycuje	Zrážkami (V^z)	80	100	83	100	398	85	213	51
	Podzemným prítokom (V^{spv})	—	—	—	—	23	5	15	4
	Zásobami spodných vôd (V^{Rp})	—	—	—	—	49	10	188	45

Určenie súčasného režimu spodných vôd oblasti a rozbor jej vodnej bilancie dal ďalšie podklady pre posúdenie zmien režimu spodných vôd v dôsledku vybudovania vodného diela.

V tomto období sa zrejme zvýši prírastková časť bilancie o zvýšenie podzemného prítoku z rieky, a teda ak chceme zachovať súčasné zmeny zásob spodných vôd oblasti, môžeme z rovnice vypočítať to množstvo vody, ktoré je pre zachovanie tohto stavu potrebné odvádzať a prečerpávať (D u b a 1961).

Celkový prietok, ktorý sa má odvádzať a prečerpávať po vzdutí z oblasti, bude sa potom skladať zo súčtu určeného prírastku brehového filtračného prietoku, pod-

zemného odtoku do rieky (bude po vzdutí vylúčený, treba ho nahradiť) a odtoku odvodňovacími kanálmi pred vzdutím. Jeho celkové hodnoty v priemere polrokov, vypočítané z vodnej bilancie potom budú 8,65—9,85 m^3/sek. Navrhované čerpacie stanice tento prietok zvládnu s 66—75 % svojej kapacity.

Teraz ostáva už len vyriešiť zmeny výšok hladín spodných vôd na jednotlivých častiach územia po výstavbe vodného diela a vybudovaní priesakových a odvodňovacích kanálov (obr. 2). Pre toto riešenie sme použili modelovanie plošnej dvojrozmernej úlohy na hydraulickom integrátore Lukjanova (D u b a 1962). Rozloženie bodov výpočtovej siete pre experimentálne riešenie je zrejmé z obr. 3. Pre ktorýkoľvek úsek medzi uvedenými bodmi sme vypočítali hydraulický odpor pre prírodné podmienky zo vzorca:

$$R_{i,j} = \frac{\triangle x'}{k \bar{h} \triangle y} \tag{10}$$

kde k je filtračný súčiniteľ, priemerný pre zvolený úsek filtračnej oblasti; $\bar{h}$ je priemerná hrúbka zvodnenej vrstvy na rovnakom úseku; $\triangle x'$ je dĺžka medzi susednými bodmi siete, pre ktorú určujeme hydraulický odpor; $\triangle y$ je šírka úseku filtračného prúdu.

Voľný objem zeminy pre zvolené výseky vyšetrovaného územia sa určuje z výrazu:

$$C_i = m \triangle x \triangle y \tag{11}$$

kde m je aktívna pórovitosť zvodnenej vrstvy v zóne kolísania hladiny spodnej vody.

Hydraulický odpor pórovitého prostredia v prírode R sa modeluje na integrátore hydraulickým odporom ρ v min./cm^2 a voľný objem zvodnenej vrstvy C ako prierez nádob ω v cm^2 kolísanie hladiny, v ktorých napodobňuje kolísanie hladiny spodnej vody vo zvolenom bode v prírode.

Analógia medzi prírodou a modelom bude zachovaná, ak pre všetky body filtračnej oblasti v prírode a na modeli platí konštantný pomer:

$$\alpha_t = \frac{R C}{\rho \omega} \tag{12}$$

ktorý je súčasne mierkou podobnosti času.

Hodnoty $\triangle x$, $\triangle x'$, $\triangle y$, $\triangle y'$ vyplynuli z rozloženia bodov výpočtovej siete (obr. 3). Veličiny k, $\bar{h}$ sa brali podľa výsledkov inžiniersko-geologického výskumu (M a t u l a, D u b a, J e s e n á k 1963). Tento, žiaľ, neposkytol údaje o aktívnej pórovitosti zvodnenej vrstvy, preto sme museli túto veličinu len odhadovať.

Overenie správnosti takto vypočítaného modelu sme vykonali napodobením prírodných podmienok na integrátore za 2 ročné obdobie, pre ktoré sme vyšetrovali vodnú bilanciu. Okrajové podmienky odpovedali podmienkam v prírode. Verifi-

kácia modelu preukázala zhodu s meraniami výšok hladiny spodnej vody v prírode spracovaných ako hydroizohypsy (obr. 3). Chyba v napodobňovaní prírodných podmienok vo viac ako 75 % prípadoch neprekročila hodnotu ± 30 cm (D u b a 1963).

Ďalším dôležitým poznatkom verifikačných pokusov bolo určenie zonálnosti filtračného súčiniteľa a aktívnej pórovitosti. Dosiahnutie dobrej zhody s meraniami v prírode ako kritéria správnosti modelu nás nútilo upravovať ρ aj ω na integrátore oproti vypočítaným hodnotám podľa vzorcov (10) — (12). Z takto upravených hodnôt sme mohli spätne vypočítať hodnoty k a m. Týmto spôsobom boli v podstate overené veličiny filtračného súčiniteľa, uvádzané vyššie. Pomerne väčší rozdiel sme dostali pre bezprostrednú pririečnú zónu Dunaja a strednú časť vyšetrovanej oblasti, pre ktorú sú charakteristické hodnoty $k = 3$ až $9 \cdot 10^{-2}$ cm/sek. Pre rovnaké územie na integrátore určené hodnoty aktívnej pórovitosti sú $m = 0{,}015$ až 0,075. Na ostatných územiach ešte nižšie (okolo $m = 0{,}01$), na častiach s prúdením spodných vôd s napätou hladinou až zanedbateľné ($m = 0{,}001$). V podstate veľmi nízke hodnoty m odpovedajú jemnozrnným zeminám, ktoré sa vyskytujú v zóne kolísania hladiny spodnej vody (obr. 4) a tiež stavu ich vysokého nasýtenia vodou v prírode, ako to bolo zistené inžiniersko-geologickým a pôdomechanickým výskumom (M a t u l a, D u b a, J e s e n á k 1963). Po tomto zhodnotení overovacích pokusov sme mohli pristúpiť k vlastnej úlohe, pre okrajové podmienky, ktoré vzniknú po vzdutí hladiny Dunaja výstavbou vodného diela.

Výsledky modelového výskumu boli spracované vo forme hydroizohyps a rozdielových čiar v porovnaní so súčasným režimom (obr. 3), tiež v priečnych (obr. 4) a pozdĺžnych (obr. 5) hydrogeologických profiloch.

Riešenie výšok hladiny spodnej vody modelovaním na integrátore dalo potom takéto výsledky (D u b a 1963): Všeobecne sa ukázalo, v porovnaní so súčasným režimom, zvýšenie nízkych hladín spodných vôd, zníženie vysokých hladín na území priečnej zóny (obr. 3 a 5) a celkové zmenšenie rozkyvu a v podstate nezmenené pomery za ohraničením pririečnej zóny (obr. 4).

Na páse územia medzi brehovou ochrannou hrádzou a priesakovými kanálmi vedenými rovnobežne s Dunajom sa nízke hladiny spodnej vody zvýšia trvale v priemere asi o 2,10 m a vysoké stavy sa znížia priemerne asi o 0,45 m. Rozkyv hladiny spodnej vody sa takto stabilizuje výškou hladiny v priesakových kanáloch na 20—30 cm. Pritom zvýšená depresia vysokých stavov spodných vôd sa vytvára okolo čerpacej stanice Čenkov a Obid 0,75—1,00 m. Za priesakovými kanálmi (priemerne asi 500 m od brehovej čiary Dunaja) ukazuje sa už len približne tretinové zvýšenie hladín spodných vôd nízkych stavov (0,60—0,70) a zníženie vysokých stavov o 0,50 až 0,70.

Asi 1000—1500 m od Dunaja sa poloha nízkej hladiny spodnej vody zvýši asi o 30 cm, vysoké stavy sa znížia priemerne o 40 cm. Za širšou pririečnou zónou (najviac 2000 m od Dunaja) niet už v kolísaniach hladiny spodných vôd pod-

statných zmien. Znižujú sa jedine asi 0,50 m vysoké stavy spodných vôd zlepšením drenážneho účinku obvodového kanálu (pod vyššou terasou) jeho prehĺbením (obr. 3, 4). Celkove možno o zmenách režimu spodných vôd po výstavbe vodného diela uviesť, že smery ich prúdenia odpovedajú tým, ktoré sme v prirodzených podmienkach určovali pre obdobia vysokých stavov Dunaja.

Všeobecne navrhovaná sústava ochrany územia splňuje svoju úlohu. Z vykonaného riešenia vyplynuli však niektoré návrhy na úpravu výšok hladín v priesakových a odvodňovacích kanáloch, ktoré sa ukazujú účelné pre zabezpečenie zvýšenia účinnosti a hospodárnosti projektovaného systému ochranných opatrení. Riešenie danej úlohy bolo možné len využitím komplexného metodologického postupu. Pri tomto sa vychádzalo z výsledkov inžiniersko-geologického, pôdomechanického a všeobecného hydrogeologického výskumu, na ktorý naväzovali podrobné vyšetrovania režimu spodných vôd a ich vodnej bilancie.

Katedra inžinierskej geológie
a hydrogeológie
Univerzity Komenského v Bratislave

LITERATÚRA

[1] Duba D., 1954: Poznámky o charaktere podzemných vôd v oblasti medzi Komárnom a Štúrovom a o infiltrácii zo vzdutej hladiny. Vodné hospodárstvo IV/9—10, Praha. — [2] Duba D., 1961: Určenie zmien v režime spodných vôd územia ovplyvneného vzdutím vodného diela zjednodušenou bilančnou metódou, Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae, Geologica Nr. 7, Bratislava. — [3] Duba D., 1962: Použitie zjednodušenej bilančnej rovnice pre určenie podielu hydrologických činiteľov na vytváraní a spotrebe zásob podzemných vôd. Vodohospodársky časopis X/4, Bratislava. — [4] Duba D., 1962: Experimentálne riešenie úloh prúdenia podzemných vôd pomocou hydraulického integrátora Lukjanova. Vodohospodársky časopis X/4, Bratislava. — [5] Duba D., 1963: Určenie zmien v režime spodných vôd Kravianskej oblasti ovplyvnenej vzdutím vodného diela Nagymaros na Dunaji pomocou hydraulického integrátora. Rukopis; VVÚ GG, UK Bratislava. — [6] Matula M., 1963: Faciálna analýza v inžiniersko-geologickom výskume riečnych náplavov. Sborník geologických věd, séria hydrogeologie a inženýrské geologie, Praha. — [7] Matula M., Duba D., Jesenák J., 1963: Inžiniersko-geologický výskum pre výstavbu vodného diela Dunaj III. Rukopis; VVÚ GG, UK Bratislava. — [8] Supek J., 1959: Súčasný režim spodných vôd v oblasti dol. Ipľa, Štúrova a Kravian. Rukopis; VÚV Bratislava. —

Душан Дуба

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД ОКРЕСНОСТИ КРАВАНЫ ПОСЛЕ ПОСТОЙКИ ГЭС НАДЬМАРОШ НА РЕКЕ ДУНАЙ

Исследуемая территория находится в восточной части Дунайской равнины. Большую ее часть занимает пойменная терраса Дуная, ограниченная на юге участком реки и на севере дугообразной морфологически резко выделенной высокой террасой (рис. 1). Пойменная терраса имеет ширину 2,5—6 км и площадь 66 км^2, ее поверхность несет признаки низменного волнистого аллювиального пойменного рельефа. Пониженые части пойменной

террасы до их обвалования защитными продольными дамбами, как правило, затапливались во время наводков Дуная.

Основное внимание при исследовательских работах сосредоточивалось на пониженную часть пойменной террасы, высотные отметки которой будут находится 4—5 м под уровнем подпертого бъефа реки Дунай после постройки ГЭС около пос. Надьмарош в Венгрии. Поэтому проблемы затопления и подтапливания исследуемой территории, большого сельскохозяйственного значения, грунтовыми водами и ее защита против неблагоприятных воздействий от непрерывного подпора р. Дунай, являются основными проблемами проектирования.

На преобладающей части рассматриваемой территории дочетвертичные отложения представлены мелкозернистыми песками и глинами третичной впадины, которы по фильтрационным свойствам резко отличаются от покрывающих их аллювиальных отложений и поэтому принимаются как непроницаемая база последних.

С точки зрения гидротехнического строительства решающим комплексом являются аллювиальные отложения, поэтому наибольшее внимание сосредогочилось на их геолого-литологическое, инженерногеологическое и гидрогеологическое исследование. На основании картирования и бурово-разведочных работ были при использовании метода фациального анализа (М. Матула 1963) выделены отдельные фациальные типы грунтов.

Наиболее проницаемым комплексом является фация речного русла, которую образуют песчанный гравий и грубозернистые пески с гравием (среднее $к = 3{,}5 \cdot 10^{-2}$ см/сек). Эти отложения покрывают средне и тонкозернистые пески с средним значением коэффициента фильтрации $к = 1 \cdot 10^{-3}$ см/сек. Обшую мощность этого комплекса можно в двух профилях проследить на рис. 4 и 5.

Пылеватые и глинистые пески образуют поверхностные отложения, $к = 3 \cdot 10^{-5}$ до $5 \cdot 10^{-5}$ см/сек. На территории Ченковского леса их заменяют эолические песчанные осадки с $к = 2 \cdot 10^{-3} \div 1{,}8 \cdot 10^{-4}$ см/сек.

На основании результатов комплексных инженерно-геологических и гидрогеологических исследованний (М. Матула, Д. Дуба, Й. Есенак, 1963) при использовании данных по долговременным наблюдениям за колебаниями уровней грунтовых вод, было возможным изучать гидрогеологические особенности области в современных условиях и разработать прогноз их изменений после постройки проектируемых сооружений. Для разработки прогноза мы применили гидрологическо-балансовый метод и метод гидравлического моделирования на гидроинтеграторе проф. Лукянова. При этом исследовались только аллювиальные отложения и движение грунтовых вод их водоносного горизонта.

Обработка данных наблюдений за колебаниями грунтовых вод показала, что решающими факторами, которые влияют на режим колебаний являются атмосферные осадки (Z), береговой фильтрационный расход из р. Дунай (P_{Pr}) и подземный приток из более высокой террасы (P_p), расположенной на северозападной и северной окраине области; далее суммарное испарение (V), подземный сток в р. Дунай (одводнительное, дренажное действие Дуная — O_{pr}) и сток осушительными каналами (O) (Д. Дуба 1954, 1961, Й. Супек 1959).

Полученные данные о режиме грунтовых вод в современных условиях позволяют нам приступить к составлению уравнения водного баланса (Д. Дуба 1961, 1962), исследуемой области с особым вниманием на изменение ресурсов грунтовых вод по сезонам (зимнее и летнее полугодие).

Исследование водного баланса производилось с использованием уравнений (1) — (9), в которых приняты еще следующие обозначения: O^z — сток осушительным каналом под высшей террасой происходящих из осадков. O^{spv} — сток того же канала происходящий из дренирования грунтовых вод, P^p_{zp} — подземный сток образуюшийся на исследуемой территории за счет инфильтрации осадков, R^z_p — ресурсы грунтовых вод за счет осадков,

R_p^{spv} — ресурсы грунтовых вод за счет подземного притока, V^z — убыль воды на суммарное испарение из осадков, V^{spv} — тоже за счет подземного стока, V^{Rp} — тоже за счет ресурсов грунтовых вод. Расчеты по водному балансу за соответствующие периода сведены в таблицу 1.

Изучение режима грунтовых вод в современных условиях и анализ водного баланса области являются последующими важными данными для решения задачи по определению изменений режима грунтовых вод как последствия постройки гидротехнических сооружений. После осуществления этой постройки очевидно увеличится приходная часть водного баланса на приращение подземного притока из реки. Из этого следует, что если требуется сохранить современные изменения ресурсов грунтовых вод области, можно из балансового уравнения подсчитать те объемы вод, которые необходимо отвести и откачивать для сохранения настоящих изменений их ресурсов (Д. Дуба 1961).

Сейчас осталось только решить вопрос изменения уровней грунтовых вод в отдельных частях области, как они установятся после постройки гидротехнических сооружений на реке и дренажно — осушительных каналов. Для такого рода решения мы применили моделирование плановой двухмерной задачи (формулы (10) — (12) на гидравлическом интеграторе Лукянова, которое дало следующие результаты (Д. Дуба, 1963).

В общем оказалось по сравнению с современным режимом, повышение низких и понижение высоких уровней грунтовых вод в полосе приречной зоны (рис. 3 и 5), общее понижение амплитуды колебаний и по существу остаются не измененными уровни за линией ограничения второй полосы этой зоны (рис. 4).

На территории между береговой дамбой обвалования и дренажными каналами, которые будут построены вдоль уреза Дуная, низкие уровни грунтовых вод будут постоянно повышены в среднем на 2,10 м и высокие уровни будут ниже примерно на 0,45 м. Амплитуда колебаний уровней грунтовых вод здесь становится более устойчивой и будет колебаться под влиянием уровней воды в каналах в среднем 20—30 см. При этом увеличенную депрессию высоких уровней грунтовых вод следует ожидать в близости перекачивающих станций (Ченков и Обид), которая будет в среднем составлять 0,70—1,00 м. На части области за береговыми дренажными каналами (в среднем до линии удаленной от уреза Дуная на 500 м) оказывается, что низкие уровни грунтовых вод повысятся только на одну треть от предыдущих значений (0,60—0,70 м) и понижение высоких уровней будет иметь значения около 0,50—0,70 м (рис. 5).

На расстоянии 1000—1500 м от Дуная низкие уровни грунтовых вод будут повышены в среднем на 0,30 см. Высокие уровни грунтовых вод здесь будут ниже по сравнению с современными условиями примерно на 40 см. За линией ограничения второй полосы приречной зоны, это значит за линией удаленной от уреза берега на больше чем на 2000 м будет наблюдаться только понижение грунтовых вод на примерно 0,50 м вследствие повышенного дренажного действия канала вдоль высшей террасы (рис. 3 и 4).

Проектируемая система защитных мероприятий в общем хорошо выполняет на нее возложенные требования. Из выполненного решения вытекают некоторые предложения на изменения уровней в дренажных и осушительных каналах, которые оказываются целесообразными для обеспечения повышения дренажных свойств и также большей экономии при проектировании защитных мероприятий.

6. 1. 1964

Кафедра инженерной геологии и гидрогеологии
Университета им. Коменского в Братиславе

Рис. 1. Ориентировочная карта чехословацкого участка Дуная
1 — створ ГЭС Надьмарош
2 — территория окресности Краваны

Рис. 2. Гидрогеологические условия Кравянской окресности (1)
Составил Д. Дуба и М. Матула
1 — артезианская скважина, 2 — температура воды источника, 3 — дебит источника в л/сек., 4 — артерианский источник, 5 — гидрогеологическая скважина, 6 — мощность четвертичных отложений, 7 — мощность водоносного горизонта, 8 — коэффициент фильтрации в м/сек., 9 — удельный дебит скважины в л/сек./1 пг. м. понижения, 10 — участки с постоянно частично напорным движением грунтовых вод, 11 — линия ограничения первой надпойменной терассы, 12 — ограничение высшей пойменной терассы, 13 — осушительные и дренажные каналы, 14 — линия ограничения более широкой приречной зоны, 15 — глубины залегания грунтовых вод при высоких уровнях в м, 16 — насосные станции (Ченков, Обид), 17 — гидроизогипсы низкого уровня грунтовых вод 6. 1. 1954, г., 18 — поперечный (4—4) продольный (П—П) гидрогеологические профиля.

Рис. 3. Гидрогеологические условия Кравьянской окресности (2)
Составил Д. Дуба и И. Муха
1 — гидроизогипсы высокого уровня грунтовых вод (14. 7. 1954) 2 — изолинии понижения высокого уровня грунтовых вод после постройки гидротехнических сооружений вызванного дренажным действием осушительных и дренажных каналов и насосных станций (определялось моделированием на гидровлическом интеграторе) в м, 3 — поперечный (4—4) п продольный (П—П) гидрогеологические профиля, 4 — некоторые наблюдательные скважины и колодцы, 5 — насосные станции, 6 — точки расчетной сети в которых производилось решение изменений уровней грунтовых вод на гидравлическом интеграторе.

Рис. 4. Гидрогеологический профиль 4
(400 кратное превышение)
Составил Д. Дуба, М. Матула и И. Муха
1 — молодоплейстоценные эолические пески ($к = 2 . 10^{-3}$ до $1{,}8 . 10^{-4}$ см/сек), 2 — средне- и мелкозернистые пески ($к = 1 . 10^{-3}$ см/сек), 3 — песчанный гравий и крупнозернистые пески с гравием ($к = 3{,}5 . 10^{-2}$ см/сек), 4 — глинистые осадки вдоль первой надпоймснной терассы, 5 — пылеватые и глинистые пески и суглинки ($к = 3 . 10^{-4}$ до $5 . 10^{-5}$ см/сек), 6 — соответствующие уровни реки Дуная до и после подпора вызванного постройкой гидротехнических сооружений, 7 — уровни воды в дренажных и осушительных каналах, 8 — высота дна в дренажных и осушительных каналах, 9 — ограничение поверхности третичных отложений, 10 — наиболее низкий уровень грунтовых вод в современных условиях за рассматриваемый период 1954—1956 гг., 11 — соответствующий низкий уровень грунтовых вод после постройки ГЭС определенный решением на гидравлическом интеграторе, 12 — наиболее высокий уровень грунтовых вод за тотже период в современных условиях, 13 — соответствующий высокий уровень за тотже период после постройки ГЭС определенный на гидроинтеграторе, 14 — места подключения граничных условий для моделирования, 15 — места расчетной сети в которых производителось решение изменений уровней грунтовых вод на гидроинтеграторе, 16 — места пересечения линий соединяющих точки расчетной сети с осушительными каналами, в которых производилось моделирование их дренажного действия.

Рис. 5. Гидрогеологический профиль П (400 кратное превышение). Составил Д. Дуба, М. Матула и И. Муха. Условные обозначения теже, что и на рис. 4.

Таблица 1. Водный баланс Кравьянской окресности составленый с точки зрения изменений ресурьсов грунтовых вод.

PAVOL POSPÍŠIL

PREHĽAD HYDROGEOLOGICKÝCH POMEROV OBYČAJNÝCH PODZEMNÝCH VÔD VO VÝCHODOSLOVENSKEJ NÍŽINE

Úvod

V predloženej práci predkladám výsledky doterajšieho hydrogeologického výskumu Východoslovenskej nížiny, vykonávaného od r. 1961, a doplneného o staršie štúdiá. Okrem prác autorov uvedených v prehľade literatúry použil som aj množstvo posudkov o jednotlivých vrtoch, realizovaných za účelom zásobovania vodou (menovite ich neuvádzam). Z autorov spomeniem aspoň s. Bašáryho, Bujalku, Príhodu, Repku, Šindlera, Šťavu, Tartala a Tůmu. Chemizmus podzemných vôd som hodnotil iba z hľadiska pitných vôd, a to len v tých rajónoch, z ktorých analýzy vyhotovovalo laboratórium GÚDŠ. Pri nejednotnej metodike odberov a analýz sa totiž výsledky nedajú dosť dobre porovnávať, hlavne čo sa týka obsahu Fe^2 a Mn^2.

V práci sa zaoberám severnou časťou Potiskej nížiny, ohraničenej na S pohoriami Popričný a Vihorlat, ďalej južnými výbežkami Ondavskej vrchoviny a na západe Slánskym pohorím. Východné a južné obmedzenie tvorí štátna hranica čs.-sovietska a čs.-maďarská.

Na geologickej stavbe územia sa zúčastňujú takmer všetky geologické útvary, ale z hydrogeologického hľadiska sú dôležitejšie len mladšie súvrstvia (pri charakteristike geologických pomerov starších útvarov vychádzam z prác Janáčka, Čecha a z vysvetliviek ku geologickým mapám M-1:200 000).

Paleozoikum tvorí podložie terciérnej výplne nížiny a na povrch vychádza iba v Zemplínskom ostrove. *Mezozoikum* sa na povrchu vyskytuje na S nížiny, v záp. časti Vihorlatu v okolí Krivošťan. V podloží terciéru sa navŕtalo v oblasti Hnojného (Račický 1959) a Sejkova (Kněžek 1956); tvorí tu chrbát, tiahnuci sa od Krivošťan smerom ku Hnojnému a Sejkovu (Čech 1959), tvorený vápencami a dolomitickými vápencami. Voda z tohto súvrstvia je silne mineralizovaná a preplynená, o čom svedčí rad erupcií v oblasti Hnojného a Sejkova. Teplota vody je okolo 22 °C.

Centrálnokarpatský paleogén je vyvinutý najmä na okrajoch nížiny. Miestami tvorí podložie neogénnej výplne Podvihorlatskej uhoľnej panvy. Keďže z niektorých vrtov v oblasti Hnojného po navŕtaní paleogénu nastali erupcie, dá sa predpokladať, že v hĺbke paleogén súvisí s mezozoickými vápencami (R a č i c k ý 1959).

Sedimenty starších útvarov *neogénu* sú z hydrogeologického hľadiska takmer bez významu. Karpat, tortón a spodný sarmat tvoria prevažne íly a psamitické súvrstvia, ktoré sa v nich vyskytujú, sú z hydrogeologického hľadiska bezvýznamné. V sladkovodnom sarmate (tufiticko-lignitická séria tvorená prevažne ílmi, ílmi s lignitom, pieskami a tufitmi) sú podmienky pre vznik horizontov s napätou hladinou. Výdatnosť jednotlivých vrtov v tomto súvrství neprevyšuje 5 l/sek. Hoci sa táto séria vyskytuje takmer na celej VSN, z hydrogeologického hľadiska má význam iba v jej okrajových častiach; sedimenty terciéru sú totiž intenzívne porušené zlomovou tektonikou, ktorá zabraňuje alebo prerušuje súvis a vzájomné dopĺňanie artézskych horizontov v celej panve. Preto väčší význam majú len okrajové kryhy panvy (napr. na vých, svahoch Slánskeho pohoria).

Po navŕtaní vyššieho sarmatu — aglomerátovo-tufitickej série (B r o d ň a n a kol. 1959) — dochádzalo v Podvihorlatskej uhoľnej panve k erupciám. Podľa R a č i c k é h o (1959) horniny majú predovšetkým puklinovú priepustnosť. Tektonické poruchy nie sú utesnené a tak umožňujú komunikáciu vôd z podložných hornín (mezozoikum, paleogén).

Medzi sedimentárnymi horninami sa vyskytujú polohy andezitov a ich tufov (v tortóne a sarmate) a ryolitov a ich tufov (v sarmate), ktoré majú puklinovú priepustnosť, takže často predstavujú vodonosné súvrstvia (napr. vo vých. časti Podvihorlatskej panvy: Sejkov — K n ě ž e k 1956; Tibava — P o r u b s k ý 1959; na sev. svahoch Slánskeho pohoria).

Väčší význam majú sedimenty *pliocénu*, zastúpené pontom (štrkmi a ílmi) a levantom vo vrchnej časti (tzv. pestré vrstvy — Č e c h 1959). V severnej časti ostatného územia pont predstavuje pozdišovská štrková formácia (Z a JZ od Michaloviec), tvorená súvrstvím ílov a štrkov. V tomto súvrství sú lokálne (okolie Pozdišoviec) podmienky pre vznik artézskych horizontov, pričom výdatnosť na jeden vrt dosahuje max. 3 l/sek. Bližšie ku stredu panvy súvrstvie obsahuje prevažne ílovité sedimenty; štrkové sa temer nevyskytujú a piesčité sú len zriedkavé, v slabých polohách.

Hydrogeologická charakteristika kvartéru

Kvartér zastupujú hliny, sprašové hliny, proluviálne sedimenty, štrky a piesky. *Hliny* tvoria povrch prevažnej časti územia a dosahujú rôznej mocnosti (v alúviu Laborca J od Michaloviec až 8 m, v alúviu Uhu pri Záhore s malou piesčitou preplástkou tiež 8 m). Časť z nich niektorí autori považujú za sprašové hliny (B a ň a c k ý 1962). Sú nepriepustné, čo v mnohých prípadoch spôsobuje na-

pätosť hladiny podzemných vôd (napr. J od Michaloviec, kde voda narazená v hĺbke 8 m vystúpila až na 4 m pod terén).

Štrky sa vyskytujú v horných a stredných častiach alúvií riek a dosahujú značných mocností — J od Michaloviec až 54 m (s pozdišovskou formáciou až 74 m). Ovšem, vyskytujú sa v nich aj hlinito-ílovité štrky, pričom stupeň zahlinenia (ílovania) môže byť rôzny, vzhľadom na spôsob sedimentácie riečnych náplavov (striedajú sa náplavy štrkové, piesčité, prípadne hlinité v závislosti od prietočného množstva, rýchlosti pohybu vôd i klimatických pomerov). V okolí Michaloviec sa v štrkoch vyskytuje poloha spevnená železitým tmelom až do zlepencov. Vcelku sú aluviálne štrky dobre priepustné. Pod náplavmi Laborca v okolí Michaloviec je uložená pozdišovská štrková formácia (pont), štrky ktorej ťažko možno odlíšiť od kvartéru. Z hydrogeologického hľadiska nie je to dôležité, lebo najmä J od Michaloviec štrky spolu tvoria prakticky jeden zvodnený komplex, kým Z od Michaloviec tvoria ešte samostatné hydrogeologické celky s odlišným režimom a spôsobom doplňania.

Proluviálne sedimenty, hlavne na podhorí Vihorlatu sú značne mocné, a vyskytujú sa aj dosť ďaleko od pohoria. Materiál je zväčša zle vytriedený; spolu sa vyskytujú bloky až do ∅ 0,5 m s hlinitými sedimentmi. Podľa niektorých autorov (Baňacký 1961) časť týchto sedimentov sa na svoje dnešné miesto dostala soliflukciou, čím by sa dalo vysvetliť ich zlé vytriedenie. Nevytriedený materiál býva zle priepustný, len lokálne sa nájdu aj vytriedené polohy s nepatrnou hlinitou prímesou. Pravdepodobne boli po uložení soliflukciou redeponované a pritom vytriedené potokmi tečúcimi územím ich pôvodného uloženia. Z hydrogeologického hľadiska priaznivé sedimenty sú v náplavoch Okny pri Nižnej Rybnici a azda aj v náplavoch Sobraneckého potoka južne od Ostrova, kde pri meraní prietoku potoka boli zistené straty. Celkove sú proluviálne sedimenty z hydrogeologického hľadiska málo priaznivé, pre zachytávanie vody vhodné len tam, kde došlo k druhotnému vytriedeniu pôvodne neutriedených a pomerne nepriepustných sedimentov.

Piesky, ktoré sa vyskytujú v strednej a južnej časti nížiny, sú prevažne eolického pôvodu. V dolných častiach alúvií riek (Ondava, Laborec, Uh, Latorica a Bodrog) ide pravdepodobne o zmes eolických a fluviálnych sedimentov. Viate piesky v pieskovniach v okolí Kráľovského Chlmca sú prevažne jemnozrnné, ale vyskytujú sa v nich v šošovkách aj stredno, menej aj hrubozrnné piesky. Jemnozrnné obsahujú väčšiu, alebo menšiu hlinitú prímes a tým dostávajú aj tmavo alebo bledohnedú farbu. Hlinitá prímes spôsobuje, že sú schopné tvoriť pomerne vysoké steny (4—5 m). Vyskytujú sa na značnej ploche a najmä v južnej časti nížiny sú prakticky jediným zdrojom pitných a úžitkových vôd. Najväčšiu mocnosť dosahujú V od Kráľ. Chlmca (s menšími ílovitými prepláskami až 65 m), maximálna výdatnosť sa pohybuje do 10 l/sek. na vrt, výnimočne aj nad 10 l/sek.

Vymedzenie hydrogeologických rajónov

A) *Podhorie Slánskych vrchov* sa rozprestiera zhruba medzi obcami Čemerné, Davidov, Zemplínska Teplica, Byšta, Michaľany; na JV zabieha do územia medzi zemplínske paleozoikum a vulkanity okolo Hrane a Jastrabia a ďalej sa hranica tiahne okolo Trebišova až ku Sačurovu na S. Východné svahy Slánskeho pohoria prechádzajú do alúvia Ondavy, ale hranica medzi nimi nie je celkom jasná. Kvartér je tu zastúpený prevažne v hlinitom vývoji, čo dokazuje väčšina plytších hydrogeologických vrtov s veľmi malou výdatnosťou (okolo 1 l/sek.) alebo boli negatívne. Smerom k východnému okraju sa pomery zlepšujú, v sedimentoch pribúda piesčitá zložka, takže výdatnosť je trochu väčšia (1—2 l/sek.). Do tohto územia pravdepodobne zasahujú náplavy Ondavy tvorené v okrajových častiach alúvia prevažne pieskami.

Podložie kvartéru tvoria sedimenty sarmatu (prevažne tufiticko-lignitická séria), menej šedozelené a pestré vápnité íly vrchného sarmatu. V tufiticko-lignitickej sérii sa vyskytujú polohy pieskov a tufov s artézskou vodou, s pozitívnym pretlakom v hĺbke 70 až 250 m. Ide o okrajovú kryhu, obmedzenú zlomami, porušujúcimi súvislé artézske horizonty na väčšiu vzdialenosť. Mimo študovanú oblasť sa pozitívny pretlak vo vrtoch ČND neprejavil. Zatiaľ max. výdatnosť neprevyšuje 5 l/sek. (v okolí štát. majetku Nový dvor 3 l/sek.).

Značná časť rajónu je na podzemné vody chudobná. Pod kvartérom (prevažne v hlinitom vývoji) leží brakický sarmat a morský tortón, ktoré až do hĺbky 300 m len zriedkavo obsahujú slabé priepustné polohy. Pravdepodobne sú prevažne šošovkovitého charakteru, teda nedávajú prepoklad získania vody nad 2 l/sek. (výdatnosti vrtov zväčša okolo 1 l/sek., viac vrtov bolo negatívnych). Podľa rozboru vody z vrtu ČND pri štát. majetku Nový dvor ide o vodu kalcium-magnéziumbikarbonátového typu s výraznou nátrium-chloridovou zložkou; obsah Fe^2 — 0,87 mg/l, Mn neobsahuje; teplota vody 18,4 °C.

B) *Alúvium Roňvy* tvorí úzky pás územia na čs.-maďarskej hranici približne od Čerhova po Slov. Nové Mesto. Bočné obmedzenie tvorí paleozoický Zemplínsky ostrov a čs.-maďarská hranica. P o r u b s k ý (1958) predpokladal tu výskyt značných množstiev vody, čo potvrdil aj neskorší prieskum (T k á č i k 1961). V alúviu sa pod tenkou polohou hlín vyskytujú štrky, mocnosť ktorých stúpa od severu (okolo 5 m) na 30 m v okolí Slov. Nového Mesta, kde bola dosiahnutá najväčšia výdatnosť 44 l/sek. pri znížení hladiny vo vrte o 3,9 m. Podložie kvartéru tvorí vrchný morský tortón (zelenosivé až sivé, jemnopiesčité, miestami hrdzavoškvrnité íly).

C) *Zemplínsky ostrov* z hľadiska hydrogeologického nemá praktický význam.

D) *Alúvium Ondavy* zaberá územie, ktoré sa na Z stýka s podhorím Slánskeho pohoria; na juhu alúvium siaha po Brehov; na V je približnou hranicou čiara Petríkovce, Markovce, Trhovište, Poša a na S spojnica Poša—Sačurov. V severnej

časti, zhruba po čiaru Trebišov—Bracovce, alúvium tvoria hliny, štrky a štrkopiesky, ktorých mocnosť neprevyšuje 15 m (Horovce 13 m, V od Trebišova 13 m). Na sútoku Tople s Ondavou je priepustnosť dobrá a možnosť doplňania vodou veľmi priaznivá, o čom svedčí aj dosiahnutá výdatnosť (35 l/sek.; Orvan 1960). Smerom na juh sú výdatnosti menšie (max. 13 l/sek.; Horovce).

V južnej časti sú aluviálne sedimenty jemnejšie, prevažne piesčité, miestami obsahujú aj štrkové preplástky. Asi počas usadzovania rieč. materiálu sa do nich dostali eolickou činnosťou aj jemnejšie piesky a prachovité súčiastky, ktoré zhoršujú ich priepustnosť. Výdatnosť je tu podstatne menšia aj u vrtov okolo 20 m hlbokých a pohybuje sa okolo 1 l/sek. pri približne rovnakých zníženiach.

Podložím kvartéru sú takmer v celej oblasti sedimenty sarmatu, na juhu pont-levantu vo fácii pestrých ílov. Sedimenty terciéru nedávajú predpoklad na získanie väčšieho množstva vody. V podloží sarmatu v oblasti Trebišova leží tortón, v ktorom bol v hĺbke 568,5 m navŕtaný 7 m mocný horizont pieskov, z ktorého sa čerpalo približne 0,6 l/sek. vody. Pred čerpacím pokusom sa hladina ustálila na úrovni terénu.

Podzemná voda má charakter kalcium-bikarbonátový, a pomerne vysoký obsah Fe^2 (napr. Horovce 6,9 mg/l); v blízkosti Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatiny je znížený (vrt v Trhovišti 2,2 mg/l), pretože sem prúdi časť vody z pozdišovskej formácie s nepatrným obsahom Fe^2.

E) *Oblasť Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatiny* zaberá okrem chrbta medzi Trhovišťom a Pozdišovcami, aj územie po Budkovce, Drahňov, Raškovce a Oborín. Pod tenkou polohou kvartérnych sedimentov, prevažne hlinitých (v časti územia pod hlinami je aj tenká poloha štrkov), ležia pont-levantské vrstvy. Len v severnej časti sa vyskytujú ryodacitové tufy, približne po čiaru Rakovec—Suché. Súvrstvie pont-levantu tvoria polohy ílov a štrkov, nepravidelne sa striedajúce. Vody, ktoré infiltrujú do tohto súvrstvia na Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatine, odtekajú na V. Smerom na juh, teda do stredu panvy, nadobúdajú prevahu íly, štrky sú ílovité a v oblasti Kopčan a Drahňova sa už ani nevyskytujú. Na V od cesty Kačanov—Markovce sa vyskytuje viac štrkových polôh do hĺbky 50 m, ktoré už obsahujú ílovitú prímes. Prepojením týchto horizontov a ich súčasným odčerpávaním možno dosiahnuť okolo 5 l/sek. vody. Výdatnosť jednotlivých horizontov, najmä hlbších, nie je veľká (napr. z hĺbky 42 m pri znížení hladiny o 2,5 m bolo čerpané 0,6 l/sek.). V okolí Budkoviec sa štrky vyskytujú až v hĺbkach okolo 30 m a sú zílovatené. Výdatnosť z nich je malá (1,42 l/sek.).

Podzemné vody pozdišovskej štrkovej formácie obsahujú relatívne najmenšie množstvo Fe^2 a Mn^2; obsah týchto prvkov stúpa so zväčšovaním vzdialenosti od miesta infiltrácie po miesto odberu vody (v prameňoch v okolí Pozdišoviec Fe^2 0,0, Mn^2 0; z vrtu v blízkosti Markoviec Fe^2 — 3 mg/l, Mn — 0,77 mg/l). Celkove ide o kalcium-bikarbonátový typ vody.

F) *Alúvium Laborca.* Tento rajón siaha od Brekova po Budkovce; jeho bočné obmedzenie tvorí spojnica dedín Pusté Čemerné, Suché, Pozdišovce, Žbince a na východe Krivošťany, Zbudza, Vrbovec, Palín. Mocnosť štrkov sa tu pohybuje od niekoľko metrov (v oblasti Strážskeho) do max. dosiaľ zistenej mocnosti v oblasti Meďova (J od Michaloviec 74 m, s menšími preplástkami ílov). Výdatnosť vrtov v severnej časti alúvia sa pohybuje od 5—10 l/sek., lokálne v miestach zvýšeného doplňania z pozdišovskej štrkovej formácie aj viac (S t r u ň á k 1961; Suché 11,3 l/sek.). Veľkú výdatnosť severne od Michaloviec (až 34 l/sek.) T k á č i k (1957) vysvetľuje tým, že ryolitový tvrdoš Hrádok spôsobuje lokálne vzdutie vody a tým veľké možnosti doplňania. Najväčšia výdatnosť sa dosiahla z vrtov V od Krasnoviec (47 l/sek. pri znížení hladiny o 2 m; F r a n k o v i č 1961; pozri aj P o r u b s k ý 1958). V tomto území (J od Michaloviec) je totiž vytvorená nádrž podzemných vôd veľkej kapacity (mocnosť štrkov 74 m), doplňovaná prevažnú časť roka prúdom podzemnej vody, ktorý vznikol v aluviálnych štrkoch Laborca S od Michaloviec. Prúd vznikol vplyvom geologickej stavby — usmernenie podzemnej vody ryolitovým tvrdošom Hrádok a zlomami — a podzemných vôd, ktoré prúdia z Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatiny (P o p s í š i l 1963). Tvrdoš Hrádok usmerňuje časť podzemných vôd aj do Laborca; tým sú tu dané predpoklady pre tak veľké výdatnosti. Z bokov je nádrž obmedzená na západe zlomom SZ—JV smeru, ktorý prechádza cez Krasnovce, na V zlomom podobného smeru blízko Vrbovca. Z juhu nádrž obmedzuje priečny zlom približne SV—JZ smeru medzi Lastomírom a Sliepkovcami. Južne od tohto zlomu je mocnosť štrkov menšia, ílovité preplástky sa zväčšujú; aj výdatnosť vrtov je menšia (napr. J od Sliepkoviec 15,4 l/sek.).

Po stránke chemickej ide o typ vody kalcium-bikarbonátový. Pre pitné účely je relatívne najlepšia voda zo štrkov pod svahmi Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatiny, kde je obsah Fe a Mn zmenšený prítokom vody zo štrkov pozdišovskej formácie. V tejto oblasti, najmä v okolí Pozdišoviec, však voda obsahuje zemný plyn; inde obsahuje značné množstvá Fe a Mn (napr. J od Meďova Fe — 4,5 mg/l, Mn — 0,31 mg/l).

G) *Alúvium dolných tokov Laborca a Uhu* sa rozprestiera medzi obcami: Budkovce, Drahňov, V. Raškovce, Kapuš. Kľačany, Ruská, Bajany, Výsoká n/Uhom, Senné, Palín. Územie v okolí Kapušian a Vojkoviec, ktoré je na rozmedzí sedimentačnej oblasti Uhu a Latorice, spolu s alúviami zaraďujem sem pre podobnú malú výdatnosť, hoci nejde o sedimenty rovnakého pôvodu. V okolí Kapušian ide prevažne o viate piesky, kým na dolných tokoch riek ide prevažne o jemné riečne sedimenty. Kvartér zastupujú prevažne piesky, menej hliny; štrky sa zistili len v okolí Vysokej n/Uhom a Veškoviec v hĺbke okolo 30 m (v malých mocnostiach) a v okolí Budkoviec. V území od Križian a Pavloviec po Kapušany dosahujú piesky rôznu mocnosť (max. J od Pavloviec, okolo 30 m); bezprostredne pod

nimi sú sedimenty pont-levantu, prevažne v ílovitom vývoji. Terciérne sedimenty obsahujú aj tenšie polohy pieskov, ktoré však podobne ako kvartérne piesky nedávajú tu predpoklad pre získanie väčších množstiev vody. Oblasť je totiž na podzemné vody chudobná (max. výdatnosť v Pavlovciach n/Uhom 3,7 l/sek., inak okolo 2 l/sek. na vrt). Vo vrte v Sennom boli zachytené plyny; pravdepodobne ide o zemný plyn, ktorého podstatnou zložkou je metan.

H) *Územie východne od Michaloviec* sa na Z stýka s aluviálnou nivou Laborca, približne po spojnici Vrbovec—Palín. Na S sa dá ohraničiť čiarou Zálužice, Hnojné, Vyšné Revištia, Bl. Remety—Senné. Pod tenkou pokrývkou kvartérnych hlín je pont-levant v ílovitom vývoji. Hydrogeologické vrty (najhlbší 80 m) boli negatívne; len na okraji sú hydrogeologické pomery priaznivejšie. Vo východnej časti, kde sa oblasť stýka s periférnou náplavových kužeľov vihorlatských potokov, sa dosiahla výdatnosť do 2 l/sek., hoci hladina vo vrtoch bola znížená až o 10 m.

I) Ďalšou oblasťou je *pás územia, priliehajúceho k južnému okraju Vihorlatu,* na Z obmedzený terénnym stupňom, pri okraji dedín Zálužice, Lúčky, Závadka. Východná časť je viac pretiahnutá k juhu až po Bl. Remety a Porostov, na východe je hranicou čiara Choňkovce, Sejkov. Kvartér tvoria prevažne proluviálne sedimenty, hliny a silne hlinité štrky; hoci obsahujú aj tenké, menej zahlinené polohy, nedávajú predpoklad pre zachytenie väčšieho množstva vody. Výdatnosť z jednotlivých vrtov nepresahuje v severnej časti oblasti 2 l/sek., na juhu okolo 3 l/sek. Niekde sú aj podmienky pre vznik artézskych horizontov (v okolí Jovsi, Kusína, Klokočova). Aj v okolí Sejkova bola navŕtaná v kvartéri voda s pozitívnym pretlakom; pochádza však asi z andezitov (tvoria polohy v íloch), z ktorých sa po zlomoch dostávala až do kvartéru. Výdatnosť u vrtov neprekročila 3 l/sek. (v Sejkove 3,6 l/sek.).

Dolná časť náplavového kužeľa potoka Okna má odlišný hydrogeologický charakter; vrtmi V a Z od Nižnej Rybnice sa dosiahla výdatnosť 14,5 l/sek. a 7,5 l/sek. O príčine tohto rozdielu bola už reč pri popise proluviálnych sedimentov. Porubský (1958) pokladá náplav. kužele ako celok za hydrogeologicky nepriaznivé. Ako však vidíme, tento názor neplatí v celom území. V podloží kvartéru možno navŕtať podzemné vody s pozitívnym pretlakom v andezitových prúdoch, ktoré tvoria polohy v neogénnych sedimentoch. Tak v okolí Tibavy (Porubský 1959) je výdatnosť jedného vrtu pri prietoku asi 1 m nad terénom 2 l/sek. a v okolí Sejkova (Knežek 1956) okolo 5 l/sek. Podobná možnosť je aj pri mezozoiku v podloží terciéru; tu je však voda silne mineralizovaná.

Voda z kvartérnych sedimentov má prevažne charakter kalcium-bikarbonátový, len z vrtu po pravej strane Okny v Nižnej Rybnici je typ zmiešaný, s prevahou nátrium-chloridovej zložky. Asi sa tu prejavil vplyv vôd z neogénu (pozri aj minerálne vody zo Sobraneckých kúpeľov). Z hľadiska pitných vôd má pomerne dobré vlastnosti (celková tvrdosť okolo 5° nem., obsah Fe okolo 0,4 mg/l, Mn negat.).

J) *Územie južne od čiary Bl. Remety, Porostov, Sejkov,* na juhu ohraničené približne spojnicou Senné, Bežovce, na povrchu tvoria náplavy dolných častí potokov, tečúcich z Vihorlatu. Zatiaľ máme z tohto územia málo vrtov, ale dá sa predpokladať, že sedimenty sú tu prevažne hlinité, menej piesčité. Štrky vo vrte v Tašuli predstavujú asi okrajový produkt sedimentácie Uhu. Výdatnosť pri menšom znížení je 2,4 l/sek. Sedimenty sa stávajú smerom k Sennému jemnejšie. Vrt v Svätuši obsahuje len slabú polohu štrčíku, v Bl. Polianke len piesky; vo vrte v Svätuši bol navŕtaný CO_2, ktorý pravdepodobne prechádza po zlomoch z podložia sedimentárneho neogénu a rozptyľuje sa v sedimentoch kvartéru. Vrt v Svätuši je asi situovaný v blízkosti nejakého zlomu.

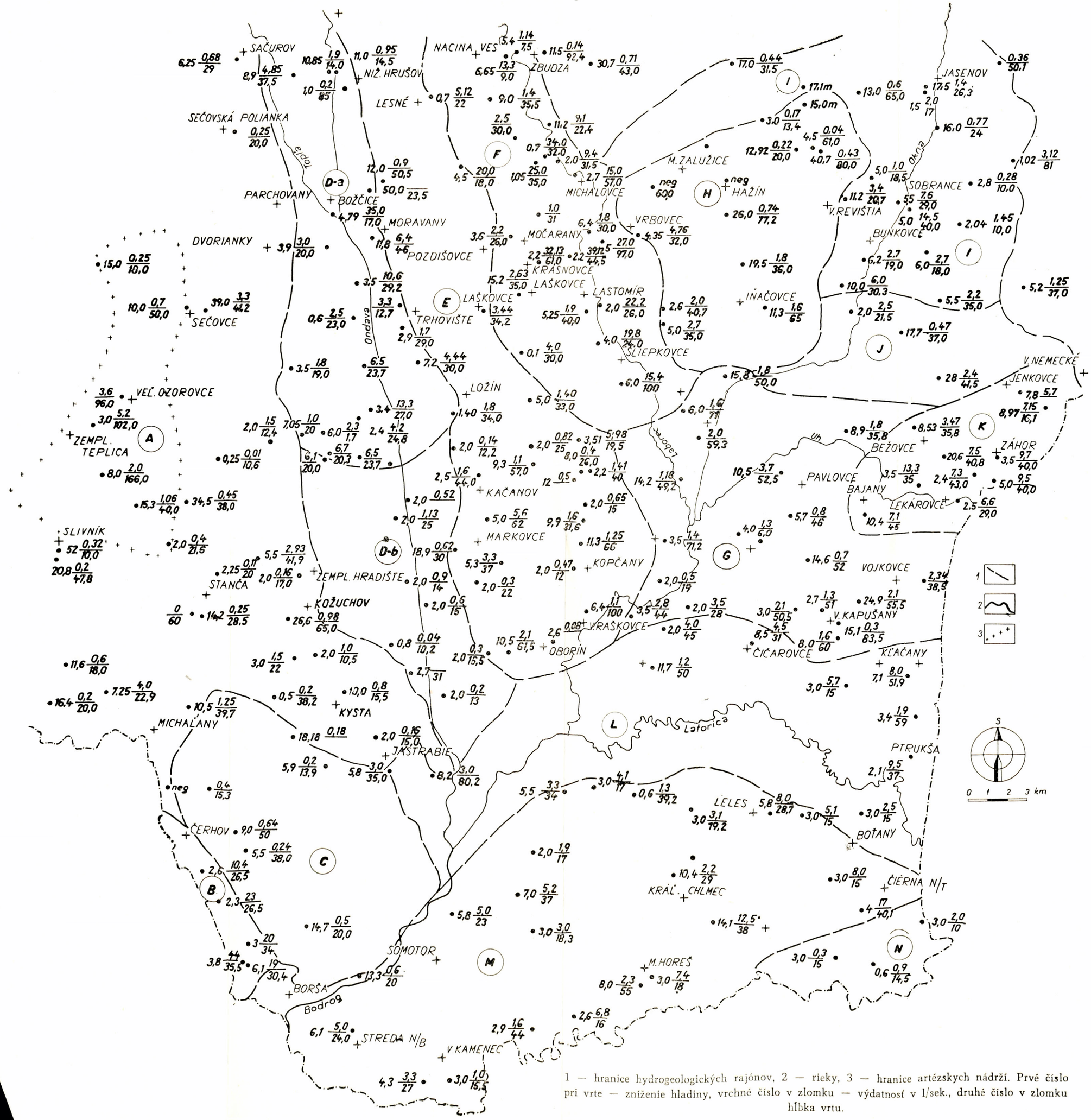
K) *Alúvium Uhu.* Do tohto rajónu spadá najvýchodnejšia časť približne po Bajany. Na severe je ohraničené čiarou Nemecké, Jenkovce, Bežovce, na juhu prebieha paralelne s tokom vo vzdialenosti asi 2 km približne po Bajany. Územie má od sov. hraníc po Bajany približne rovnaký charakter. Štrky sú najmä v blízkosti hraníc pomerne hrubozrnné, ojedinele sa tu vyskytujú valúny aj nad 10 cm veľké, smerom po toku sa stávajú jemnejšie a ich mocnosť sa redukuje. V ľavostrannom alúviu bola dosiahnutá najväčšia výdatnosť v okolí Lekároviec (13,3 l/sek.; Šťáva 1961), na pravej strane južne od Záhoru (11,9 l/sek.). Štrky tvoria zväčša 2 horizonty, ktoré navzájom hydraulicky súvisia, ale nie je isté, či oba patria kvartéru. Ich celková mocnosť sa pohybuje okolo 12 m. Podložím kvartéru sú pestré vrstvy neogénu v psefiticko-pelitickom vývoji. Ako ukazujú posledné výskumy, v území sú pomerne značné zdroje podzemných vôd; podľa Porubského (1958) Uh na našom území sedimentoval už len piesčité sedimenty.

L) *Alúvium Latorice* tvorí prevažne piesčitý materiál; keďže však v ďalšom okolí sa vyskytujú aj viate piesky, presné ohraničenie alúvia od územia tvoreného viatymi pieskami je veľmi obťažné. Väčšia výdatnosť bola dosiahnutá pri čs.-sov. hraniciach (Ptrukša 9,5 l/sek.), kde riečne sedimenty obsahujú aj štrkovú prímes. Smerom na Z sú sedimenty jemnozrnnejšie, a teda aj menej výdatné. Celkove hydrogeologické pomery tejto oblasti sú pomerne málo známe, lebo vrty sú vzdialené od dnešného toku nad 1,5 km a sú plytšie.

M) *Oblasť pieskov* zaberá najjužnejšiu časť nížiny, ohraničenú čiarou Borša, Zemplín, Veľ. Raškovce, Čičarovce, Kapušianske Kľačany a čs.-sovietske a čs.-maďarské hranice. Piesky sú prevažne viate; tam kde sú v nich preplástky ílov, patria asi terciéru, prípadne ide o náplavy riek. Ich mocnosť kolíše od niekoľko metrov až niekoľko desiatok metrov, najväčšia je V od Kráľ. Chlmca (aj s ílovitými preplástkami až 65 m). Aj výdatnosť je rozličná, niekedy aj nad 10 l/sek. (JV od Kráľ. Chlmca 12,5 l/sek. — Porubský 1958; v okolí Čiernej n/Tisou 17 l/sek.). Na Z od Kráľ. Chlmca asi ide o jemnozrnné náplavy Bodrogu s určitou hlinitou prímesou, a preto aj výdatnosť je tu podstatne menšia. Podložie temer v celej oblasti tvoria sedimenty pont-levantu v ílovitom vývoji a sarmatu —

Mapa hydrogeologických rajónov Východoslovenskej nížiny

Zostavil P. Pospíšil



1 — hranice hydrogeologických rajónov, 2 — rieky, 3 — hranice artézskych nádrží. Prvé číslo pri vrte — zníženie hladiny, vrchné číslo v zlomku — výdatnosť v l/sek., druhé číslo v zlomku hĺbka vrtu.

tufiticko-lignitická séria, v ktorej sú miestami podmienky (V od Kráľ. Chlmca; Porubský 1958) pre vznik artézskych horizontov.

Na JV nášho územia sa dosiaľ zistila len malá výdatnosť; sedimenty sú tu tiež piesčité, menších mocností ako predošlé; pravdepodobne ide o náplavy Tisy. Podložie kvartéru tvoria rovnaké sedimenty ako v predošlej oblasti.

Záver

Podľa doterajších výsledkov hydrogeologického prieskumu v niektorých oblastiach možno získať aj väčšia množstvo vody než sa dosiaľ predpokladalo; aj v niektorých oblastiach, doteraz pokladaných za deficitné, sú určité zdroje podzemných vôd. Skúmaním vzťahov podzemných a povrchových vôd v Michalovskej nádrži sa zistilo, že tu možno situovať ešte ďalšie vrty v profile približne kolmom na obmedzenie nádrže. Tak by sa odoberala voda z celého prúdu podzemného obehu, ktorý bol v tejto oblasti zistený. Predpokladám, že tým by bolo možné získať ďalších cca 50 l/sek. vody. V oblasti podvihorlatských proluviálnych sedimentov, v náplavoch potoka Okna, v okolí N. Rybnice by bolo možné získať cca 35 l/sek. vody, čo by podstatne pomohlo riešiť zásobovanie vodou v tejto oblasti. Domnievam sa, že ďalším prieskumom v tejto oblasti a použitím umelej infiltrácie by sa dalo toto množstvo ešte zvýšiť. Pre zachytávanie podzemnej vody sú vhodné aj náplavy Uhu, kde v ľavostrannom alúviu sa predpokladá zachytávanie cca 35 l/sek. vody; podobné množstvo sa dá predpokladať aj v pravostrannom alúviu. Menšie množstvá vody pre lokálnu potrebu by bolo možné získať aj v južnej časti rajónu V od Markoviec a Kačanova. Podľa doterajších poznatkov sú tu určité predpoklady zistenia ďalších hydrogeologicky priaznivých oblastí, najmä v povodí Latorice a Uhu, a na územiach tvorených pieskami.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Baňacký V., 1962: Ročná zpráva o základnom geologickom výskume kvartéru VSN na rok 1961. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Baňacký V., 1962: Ročná zpráva o základnom geologickom výskume kvartéru za rok 1962. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Brodňan — Polášek — Slávik, 1959: Stratigrafia neogénnych sedimentov ložiska Hnojné, Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [4] Čech F., 1959: Geologická stavba záp. časti Podvihorlatskej uholnej panvy. Rukopis; Archív Prír. fakulty, Bratislava. — [5] Čechovič a kol., 1960: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Trebišov. Geofond, redakcia Bratislava — [6] Frankovič J., 1961: Pozorovacie sondy v úseku Lastomír—Sliepkovce—Budkovce. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Janáček J., 1961: Vysvetlivky ku geologickej mape, list Michalovce. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] Kněžek J., 1956: Hydrogeológia lignitového ložiska Vyšné Nemecké—Sejkov. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] Minaříková, 1963: Sedimentárno-petrografické zhodnotenie kvartérnych sedimentov a písomná

dokumentácia prevedených analýz. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Nešvara J., 1961: VSN — 6 — inžiniersko-geologický prieskum. Rukopis; Archív Geofondu, Bratislava. — [11] Orvan J., 1960: Hydrogeologický prieskum náplavov Tople a Ondavy pri ich sútoku pod obcou Božčice. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [12] Porubský A., 1958: Hydrogeologické pomery Východoslov. nížiny. Inžiniersko-geologický výskum 3. — [13] Porubský A., 1959: Hydrogeologický výskum vodného zdroja v Tibave. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [14] Pospíšil P., 1963: Hydrogeologické pomery okolia Michaloviec (v tlači). — [15] Struňák V., 1961: Pozorovacie sondy kvartérnych náplavov Laborca medzi Humenným a Michalovcami. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [16] Struňák V., 1963: Geologické a hydrogeologické pomery alúvia Laborca medzi Strážskym a Michalovcami. Geol. práce, Zprávy 29, Bratislava. — [17] Tkáčik P., 1957: Hydrogeologický prieskum Michalovce. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [18] Tkáčik P., 1961: Slov. N. Mesto. Hydrogeol. prieskum. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [19] Repka P., 1960: Zpráva o hydrogeologickom prieskume pre JRD Ptrukša. Rukopis; Geofond, Bratislava.

PAVOL POSPÍŠIL

ÜBERSICHT DER HYDROGEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE IN DER NIEDERUNG VÝCHODOSLOVENSKÁ NÍŽINA

Im Zusammenhang mit der regionalen Planung wurde auch das östlichste Gebiet — die Niederung Východoslovenská nížina geologisch und hydrogeologisch studiert. Auf Grund der festgestellten hydrogeologischen Verhältnisse, des geologischen Aufbaues und geomorphologischen Formierung hat man im studierten Raum Regionen mit annähernd ähnlichen Bedingungen für die Wasserführung und Wasserspeisung festsetzen können.

Gegenüber den bisherigen Ansichten hat man in einigen Gebieten (so z. B. S von Michalovce, Anschwemmungskegel am Bache Okno W von Sobrance, Alluvium von Uh) weitere Wasserquellen entdeckt. Dabei aber bleiben auch heute noch manche Regionen, wo akuter Mangel an Wasser herrscht und auch bei neuen Forschungen konnte man da keine neuere Wasserquellen sichern.

Die hydrogeologischen Verhältnisse in den Anschwemmungen des Flusses Latorica und die Umgebung von Kráľovský Chlmec sind noch nicht so eingehend bekannt, da die Durchforschung dieser Gebiete im Gange ist. Der Arbeit ist eine Karte der festgesetzten hydrogeologischen Rayone in der Niederung Východoslovenská nížina beigefügt mit ausführlichen Angaben über Ausgiebigkeit einzelner hydrolog. Bohrungen.

JURAJ ORVAN

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY RIEČNYCH NÁPLAVOV V POVODÍ SLANEJ

Úvod

Pri vzrastajúcom dopyte po pitnej vode sme čoraz viac odkázaní na vodu podzemnú z aluviálnych náplavov našich riek. Tieto však poskytujú v jednotlivých častiach rozdielne množstvá vody (obyčajne aj rozličnej kvality). Preto k spoznaniu hydrogeológie kvartéru jednotlivých údolí treba zhodnotiť desiatky hydrogeologických vrtov a čerpacích pokusov. Takéto výskumy v povodí Slanej sa začali systematickejšie robiť od r. 1957. Do r. 1963 boli riečne náplavy väčšiny údolí natoľko preskúmané, že bolo možné zhodnotiť hydrogeologické pomery kvartéru v údoliach Slanej, Rimavy, Rimavice, Gortvy, Blhu, Turca, Kalošského potoka a iných, menších prítokov. Podrobnejšie výsledky zatiaľ chybujú iba z údolia potokov Muráň, Štítnik a Kováčová.

Povodie rieky Slanej (mimo povodia Bodvy) predstavuje systém údolí a tokov, tečúcich viacmenej rovnobežne, pod vplyvom geologicko-tektonickej stavby tohto územia. Sprava priberá potoky Štítnik, Muráň a Turiec (zložený zo Sirkovského a Ratkovského Turca), Kalošský potok a najväčší prítok Rimavu, ktorá ešte priberá Blh (Balog) a Rimavicu. Osobitné postavenie v tomto riečnom systéme majú pravostranné prítoky Rimavy: Gortva a Mačkáš. Povodie má veľmi pestrú geologickú stavbu, avšak v zásade tu možno vydeliť niekoľko tektonických jednotiek s rovnakými hydrogeologickými vlastnosťami.

Severnú a severozápadnú časť povodia Slanej budujú horniny *staršieho paleozoika veporíd, staršieho a mladšieho paleozoika gemeríd;* sú to väčšinou kryštalické bridlice rôzne metamorfované, ďalej žuly a iné, miestami i sedimentárne horniny karbónu. Kryštalické bridlice sú prestúpené polohami a ložiskami mastenca, magnezitov, kryštalických vápencov a pod. Južné obmedzenie kryštalinika ide zhruba na čiare Kociha-Potok—Ratková—Rákoš—Štítnik, Rožňava—Kováčová. V horninách tohto komplexu sa vyskytujú iba miestami pramene o veľmi malej

výdatnosti. V pramennej oblasti Rimavy a Muráňa sú mezozoické komplexy vápencov Muránskeho krasu s bohatými krasovými vývermi.

Ďalším komplexom je *mezozoikum*. Najväčšie plochy zaberajú hydrogeologicky významné komplexy vápencov Slovenského krasu vo východnej časti povodia. Werfenské vrstvy budujú iba plošne menšie územie, kým v západnej časti v údoliach potokov Blh, Ratkovský a Sirkovský Turiec prevládajú a vápence tu tvoria iba menšie ostrovy (napr. v povodí Blhu medzi Drienčanmi a Hrušovom). Dolné toky riek Rimavy, Blhu, Turca a Slanej v Rimavskej kotline budujú *terciérne* (oligocén-akvitán?) sliene a piesčité sliene, úplne bezvodné; pri severnom obmedzení Rimavskej kotliny sú prerazené produktami mladotreťohorného vulkanizmu Povodie Gortvy a Mačkáša budujú terciérne (vrchný oligocén) piesky a pieskovce s niečo lepšími hydrogeologickými pomerami; miestami sú prerazené horninami čadičového pliocénneho až pleistocénneho vulkanizmu. Na mnohých miestach je zastúpená pliocénna formácia, obdobná poltárskej (napr. i v údolí Slanej pod riečnymi náplavmi v Rožňavskej kotline a v súteske Slanej v Slovenskom krase). *Kvartér* zastupujú eluviálne a deluviálne zvetraniny, riečne terasy a aluviálne náplavy jednotlivých údolí.

Geologické a hydrogeologické pomery starších útvarov podstatne vplývajú na litologický charakter riečnych náplavov, na triedenie náplavov, na štrky a nadložnú kryciu vrstvu, na množstvo ílovitej a hlinitej prímesi v štrkoch. Náplavy sú obohacované aj vodami niektorých podložných starších útvarov.

Hydrogeológia náplavov jednotlivých údolí

Údolie Slanej

Údolie možno rozdeliť na 3 hydrogeologicky typické úseky. Náplavy v hornej časti údolia Slanej po Rožňavu (t. j. v úseku, budovanom paleozoikom) sú málo mocné, štrky značne zahlinené, hlavne produktami rozpadu fylitov, splavovanými spolu s valúnmi odolnejších hornín (napr. zlepence, porfyroidy, kremence, žuly a žilný kremeň). Hrúbka náplavov nepresahuje 2,8—3,2 m, (Nadabula a iné). Priepustnosť štrkov je v celom úseku okolo $k = 5 \times 10^{-5}$ m/sek., možnosť odberu vrtmi (studňami) nepresahuje 0,1 l/sek. Podzemné vody majú veľmi malú tvrdosť a premenlivý obsah Fe a Mn. Ďalším celkom je úsek údolia v Rožňavskej kotline a v súteske Slanej po Gemerskú Hôrku—Čoltovo. Mocnosť riečnych náplavov tu pozvoľne stúpa na 4—5 m, štrky sú čiastočne čistejšie a viac vytriedené, miestami až 3 m mocné. Koeficient priepustnosti štrkov je $6—9 \times 10^{-4}$ m/sek. Vŕtanými studňami možno získať 1,5—1,8 l/sek. V niektorých miestach tohto úseku sú pod náplavmi štrky pliocénu, ktorých mocnosť nebola zatiaľ zistená (Slavec, Plešivec). Sú však viac zahlinené, takže hydrogeologicky nemajú veľkého významu. Tretím rajónom je údolie Slanej od Čoltova—Bretky po št. hranicu, prebiehajúci Rimavskou kotlinou, v podloží riečnych náplavov sú terciérne piesčité sliene. Tento úsek

má najpriaznivejšie hydrogeologické pomery nielen v samotnom údolí, ale i v celom povodí rieky Slanej.

Napr. pri Bretke je mocnosť riečnych náplavov 4,2—6,3 m, mocnosť štrkov až 3,6 m. Jednotlivými vrtmi možno dosiahnuť až do 8 l/sek. V oblasti Gemera pri hrúbke náplavov 4,5—5,4 m je mocnosť štrkov do 3,6 m. Vŕtanými studňami možno tu dostať 8—19 l/sek. na 1 vrt. Koeficient priepustnosti je až $3{,}8 \times 10^{-3}$ m/sek. Voda má vyhovujúcu kvalitu. Podobné pomery sú i v údolnej nive medzi Šafárikovom a Gemerom, kde možno získať až do 15 l/sek. na 1 vrt. Chemizmus vôd je tu však ovplyvnený zemito-uhličitými minerálnymi vodami, prenikajúcimi do náplavov.

Údolná niva Slanej sa pod Šafárikovom rozširuje až na 1,5—2 km. Miestami hrúbka náplavov, štrkov a ich priepustnosť narastá so vzdialenosťou od Slanej, smerom k pravostrannému svahu. Napr. pri Králiku mocnosť náplavov 3,4 m (z toho štrky 2,6 m a výdatnosť 3 l/sek.) stúpa smerom k obciam Behynce a Stránska až na 7,4 m (štrky až 4,6 m). Jednotlivými studňami tu možno odoberať až 20—25 l/sek. vody vyhovujúcej kvality. Podobné hydrogeologické pomery sú aj pri obci Chanava, kde náplavy v blízkosti Slanej neboli zvodnené, avšak pri Chanave mali výdatnosť až 26 l/sek. na 1 vrt. Hodnota k dosahuje až $5—6 \times 10^{-3}$ m/sek. Podzemné vody v celom úseku sú doplňované riekou Slanou. Vhodnou kombináciou zberných objektov možno tu miestami získať i vodný zdroj o výdatnosti 30—40 l/sek.

V tomto úseku má hydrogeologický význam i ľavostranná terasa Slanej, miestami zvodnená a doplňovaná prítokmi z pliocénnej štrkovej formácie; mocnosť terasy pri Šafárikove je 8—9 m, sčasti je pokrytá hlinami (3—4 m). Výdatnosť vrtov je tu do 1,7 l/sek. Z tejto terasy odoberá vodu domácimi studňami i Šafárikovo. Zvodnenie terasy stúpa smerom k juhu. Pri Králikoch je hrubá 5,3 m, z toho štrky 3 m. Možno z nich odoberať až do 5 l/sek. Pri Riečke je terasa hrubá 5,5—9,5 m, výdatnosť vrtov je okolo 0,8—3,5 l/sek. Chemicky terasové vody nie sú najvhodnejšie pre zvýšený obsah Fe a Mn. Terasa sa na mnohých miestach odvodňuje prirodzenými vývermi na styku s údolnou nivou (napr. skupina prameňov pri Králiku má výdatnosť 0,28 do 1,5 l/sek.).

Zvláštnosťou v tomto území sú krasové podzemné vody, vyvierajúce pozdĺž zlomových línií z mezozoika v podloží oligocénno — akvitánskych piesčitých slieňov. Výver JZ od Králikov má výdatnosť cca 33 l/sek. Tieto vody sa líšia od aluviálnych vôd pomerne vyššou teplotou (18 °C). Ich zloženie je odrazom prostredia, cez ktoré pretekali od svojej infiltrácie v území Slovenského krasu až po miesto, kde hydrostatickým pretlakom vyvierajú na povrch. Krasové podzemné vody sa líšia od zemito-uhličitých minerálnych vôd toho istého pôvodu v Šafárikove iba nedostatkom CO_2.

Údolie Rimavy

možno podľa hydrogeologických pomerov rozdeliť na 2 úseky: územie budované paleozoikom, t. j. po Kocihu a údolie Rimavice. Hrúbka náplavov je tu

malá (3,2—4 m), štrkov 1,2—2 m, pri vyústení Rimavice do Rimavy až 2,5 m. Štrky sú značne premiešané hlinitými a ílovitými frakciami, z hornín paleozoika. Výdatnosť jednotlivých vrtov sa pohybuje od 0,05 do 0,15 l/sek. (Hnúšťa, Rimavská Baňa, Rimavská Lehota, Kociha). V miestach rozšírenej údolnej nivy, napr. pri Likieri a pri Kokave nad Rimavicou, pre značné zahlinenie štrkov nemožno vybudovať ani len zdroj o minimálnej trvalej výdatnosti. Priepustnosť je daná hodnotami k od $5{,}0 \times 10^{-5}$ m/sek. smerom nadol. Výnimkou je oblasť vyústenia Rimavice do Rimavy, kde sa čerpalo z 1 vrtu až 0,6 l/sek. V celom úseku sú zvodnené štrky okrem povrchových vodných tokov napájané aj vodami svahovými s plytkým režimom; nasvedčujú tomu teploty vôd, ktoré v závislosti na ročných obdobiach prekračujú prípustné medze. Chemicky sú to vody veľmi mäkké, čo je charakteristické pre prostredie žúl a kryštalických bridlíc, so zvýšeným obsahom Fe a Mn.

Ďalší je úsek údolia Rimavy v Rimavskej kotline s terciérnymi piesčitými slieňmi v podloží náplavov, s podstatne lepšími hydrogeologickými podmienkami. Hrúbka náplavov je priemerne 4,2—5,5 m, v niektorých častiach priečneho profilu (napr. pri Čerenčanoch, Rim. Jánovciach, Janiciach) až 6,4—6,8 m. Hrúbka zvodnených štrkov pri Skálniku nepresahuje 1,6—1,9 m, smerom k Čerenčanom a k Rimavskej Sobote stúpa na 3,3—4,7 m a pri zaústení do Slanej kolíše od 1,6 do 3,5 m. Štrky sú viacmenej drobné, zložené z kremeňa, žúl, kryštalických bridlíc, menej z andezitov a vápencov; ich hodnota k býva $1{,}7—9{,}0 \times 10^{-4}$ m/sek.

Nepravidelná sedimentácia tu podmienila rozdielnu priepustnosť i zvodnenie štrkov; tak v úseku od Skálnika po Šimonovce je výdatnosť vrtov 1—2 až 4 l/sek., ale na niektorých miestach nepresahovala ani 0,1—0,2 l/sek. Naproti tomu na lokalitách Čerenčany, Rimavská Sobota a Jesenské sa zistili úseky s extrémnou výdatnosťou 7—9 l/sek., avšak iba na určitých miestach údolnej nivy, vymedzených korytovými priehlbinami terciérneho slienitého podložia. Hodnota k je tu až $1{,}7 \times 10^{-3}$ m/sek. Od Šinomonoviec po vyústenie do Slanej sú rozdiely v zvodnení menšie, výdatnosť vyrovnanejšia (do 2,8 l/sek.). Pri Lenartovciach badať redukciu hrúbky náplavov, čo býva časté v úsekoch údolí, pred zaústením. Krycia vrstva je v celom úseku hlinitá. Hladina podzemnej vody je všade voľná alebo prechodne napätá. Jej spád v Rimavskej kotline je 0,09—3,5 ‰.

Vody v celom úseku majú neprípustné koncentrácie Fe a Mn, dusitanov, fosforečnanov ap. V celku ide o vody mäkké, stredne tvrdé až tvrdé. Mäkšie vody prevládajú skôr v hornej časti úseku.

Údolie Gortvy

Hydrogeologický charakter náplavov sa tu líši od údolia Rimavy. V závere údolia (Tachty) je hrúbka náplavov 12—13 m, smerom ku Gemerskému Jabloncu a Hajnáčke klesá na 8—9 m; pri Hodejove opäť stúpa na 10 m, pri Gortve klesá už na 4—5 m a pri Jesenskom na 2,9—3,6 m. Litologicky prevládajú skoro v celom údolí náplavy z pelitických sedimentov. Na povrchu sú hliny a piesčité hliny (cca 10—20 % z hrúbky náplavov); pod nimi sú rôzne druhy ílov pestrých

farieb a plastickej konzistencie (60—70 % hrúbky náplavov). Smerom k báze sú íly piesčitejšie a tesne na báze obsahujú miestami aj prímes rozptýlených valúnov čadiča. Hydrogeologické pomery náplavov v takomto zložení v celom údolí, okrem úseku Gortva-samota—Blhovce sú nepriaznivé a náplavy nie sú zvodnené.

Určité množstvo vody sa akumuluje v povrchových, čiastočne piesčitých hlinách na povrchu nepriepustných ílov. Sú to vody infiltrované ovzdušnými zrážkami. V čase ich väčšej intenzity sa úroveň vody dvíha až vystupuje až nad terén, čo spôsobuje zamokrovanie povrchu údolnej nivy. Ako vodný zdroj nie je možné túto vodu využiť.

Zaujímavý je výskyt štrkov v úseku Gortva-samota—Blhovce. Náplavy sú tu mocné 8—10 m a na ich báze je 1,8—2,2 m vrstva piesčitých štrkov, v ktorých okrem čadičových valúnov sú hojné aj valúny kremeňa a kremencov. Kryciu vrstvu tvoria, podobne ako inde, nepriepustné íly.

Štrky sú napájané vodou s napätou hladinou (0,5 m pod terénom) a možno z nich dostať od 0,5—0,6 l/sek. na 1 vrt (Gortva-samota) až do 1,2 l/sek. (Blhovce). Chemicky sú to vody tvrdé až veľmi tvrdé s vyšším obsahom železa a mangánu. Podľa výskytu štrkov v tomto úseku možno usúdiť, že pochádzajú zväčša asi zo štrkov pliocénnej poltárskej formácie a mohli byť splavované z relatívne vyšších polôh. Štrky sú doplňované prítokmi z terciérnych glaukonitických pieskovcov, tvoriacich podložie náplavov od Tachtov do Hodejov, čo podmieňuje aj napätosť hladiny podzemnej vody. V ostatných častiach údolia sú jediným a skromným zdrojom vody terciérne pieskovce a piesky (resp. čadiče) a ich zvetraniny.

Podobného rázu ako v údolí Gortvy sú i náplavy v údolí potoka Mačkáš.

Údolie Balogu (Blhu)

na rozdiel od údolia Rimavy, len na veľmi krátkom pramennom úseku budujú horniny paleozoika. Vplýva to i na odlišné hydrogeologické pomery už v horných častiach údolia.

Riečne náplavy nachádzame už v úseku od Rovného po sútesku Blhu pod Potokom, asi 5,4 až 5,7 m mocné, z toho štrky (1,8—2,3 m) sú silne hlinité a nepatrne zvodnené. V ďalšom úseku údolia Blhu až po jeho vyústenie do Rimavy narastá hrúbka náplavov, pri Hrušove a ďalej potom sa opäť redukuje a údolná niva sa smerom k ústiu rozširuje.

V oblasti Hrušová sú náplavy mocné 7—12 m, ale štrky predstavujú iba 15—50 % celkovej hrúbky a sú zväčša premiešané jemnými pelitickými frakciami, takže z 1 vrtu možno získať max. 1 l/sek. Nižšie, pri Drienčanoch, kam až zasahujú v podloží náplavov oligocénne slienité sedimenty, klesá hrúbka náplavov na 6—7,2 m, (štrky 1,9—3,2 m); zvodnenie umožňuje dostať 0,1—0,4 l/sek. na 1 studňu. Hodnota koeficientu priepustnosti štrkov je $1{,}6—5{,}5 \times 10^{-5}$ m/sek.

Priľahlé údolie potoka Papča (pravostranný prítok Blhu) má väčšinu povodia v andezitových aglomerátoch a tufoch a v oligocéne; jeho náplavy (cca 3—4 m) sú iba hlinitého charakteru, bez súvislého prítoku vody. V širokej údolnej nive medzi obcami Teplý Vrch a Veľký Blh dosahuje hrúbka riečnych náplavov 4—5,4 m, piesčitých štrkov 1,4—3,0 m. Značný podiel však majú hlinité štrky. Krycia vrstva je 1,2—2,4 m. Jednotlivými studňami tu možno dostať 0,4—0,5 l/sek, miestami napr. pri osade Nové Bradno až 2,5 l/sek. vody na jeden vrt. Hodnota k je tu od 7×10^{-5} do $3{,}7 \times 10^{-4}$ m/sek. Podobné pomery sú i pri obci Uzovská Panica, kde výdatnosť studní je iba okolo 0,1 l/sek., miestami až 1,5—2,0 l/sek.

V úseku Bátka až Radnovce a Cakov sú náplavy Blhu mocné 3—5,7 m, z toho štrky 30—45 % (1,3—2,9 m). Vŕtanými studňami tu možno získať 1 až 2 l/sek., no niekde iba 0,2—0,3 l/sek.

Hodnota k štrkov je $2-5 \times 10^{-4}$ m/sek. Smerom na juh klesá v údolí Blhu mocnosť náplavov a tesne pred vyústením pri Rimavskej Seči je iba 0,6—2 m. Pre malú mocnosť štrkov a ich hodnotu k ($1-3 \times 10^{-4}$ m/sek.) je výdatnosť veľmi malá (0,2—0,9 l/sek.).

Hladina podzemnej vody býva spravidla na povrchu štrkov a podľa hydrologických pomerov niekedy vyššie. Na doplňovaní podzemných vôd sa v území medzi Hrušovom a Drienčanmi môžu podieľať i vody krasové, od Drienčan nadol iba potok Blh.

Vody po kvalitatívnej stránke nie sú všade najvhodnejšie pre zvýšený obsah Fe, niekedy síranov, dusitanov, dusičnanov, fosforečnanov a pod. Najvhodnejšie sú vody z priestoru Bátky.

Údolie Turca.

Západná vetva Turca — Ratkovský Turiec preteká paleozoikom po Ratkovú; ďalej sa hydrogeologické pomery náplavov zlepšujú, ale náplavy sú veľmi nehomogénne. V štrkoch značne kolíše podiel nepriepustných komponentov, takže v určitých úsekoch údolia sa často striedajú miesta hydrogeologicky negatívne s miestami, kde je možnosť získať vodný zdroj. Preto v údolí Turca, podobne ako v údolí Blhu, nemožno vydeliť hydrogeologické rajóny s rovnakými hydrogeologickými parametrami.

Medzi Ratkovou a vyústením potoka Drienok pod Rybníkom sú náplavy Turca najmocnejšie (6—8 m). Pri Ratkovej sú štrky mocnejšie (3—4,5 m), ale viac-menej hlinité. Smerom k Rybníku sú čistejšie, ale ich hrúbka klesá na 1,4—2,3 m. Zvodnenie štrkov umožňuje získať 0,2—0,8 l/sek. vody z jedného zdroja (pri Ratkovej v jednom prípade až 3 l/sek.).

Nepravidelnosť sedimentácie sa prejavuje najmä v ďalších častiach údolia. Napr. pri Brusníku dosahuje hrúbka náplavov 5,8—6,0 m, no zvodnené štrky sú vyvinuté len lokálne, ich hodnota k je $3,9 \times 10^{-4}$ m/sek., výdatnosť 1,9 l/sek. Naproti tomu medzi Skerešovom a Chvalovou (v Rimavskej kotline) klesá mocnosť náplavov na 3,5—5 m a štrkov na 1,6—2,2 m, i priepustnosť ($k = 2-6 \times 10^{-5}$ m/sek). Možno tu dostať maximálne 0,1—0,2 l/sek. na jeden vrt, okrem miest hydrogeologicky negatívnych.

V širšom údolí Turca pod Hrkáčom (Gemerská Ves) nie sú hydrogeologické pomery najpriaznivejšie. V náplavoch (3,1—5,1 m) prevládajú silne hlinité a ílovité štrky, iba na niektorých úsekoch z čistejších štrkov (do 2,5 m) možno získať vodný zdroj do 1—1,2 l/sek. O niečo lepšie sú hydrogeologické pomery náplavov v oblasti Otročka a Žiaru. Hrúbka riečnych náplavov tu mierne stúpa na 4,7—6,5 m; štrky sú mocné 1,6—3,1 m, no miestami sú až z 50 % silne hlinité. Hlinito-ílovitá krycia vrstva je 1,6—4,7 m mocná. Okrem miest, kde pre silné zahlinenie štrkov nebol žiaden prítok vody, zo štrkov (k $2,5 \times 10^{-4}$ m/sek.) sa dá získať 0,5—2,5 l/sek. vody na jeden vrt.

Podobné pomery sú i v údolí východného — Sirkovského Turca. Napr. medzi Držkovcami a Kameňanmi je hrúbka riečnych náplavov iba 3—4,2 m, štrkov až okolo 2—2,2 m, ale iba miestami, kde nie sú hlinité, možno získať do 0,5 l/sek. vody. Vrt pri obci Strelnica zachytil iba 4,2 m hrubé náplavy s 0,7 m vrstvou silne hlinitých štrkov bez trvalejšieho prítoku podzemnej vody.

Spoločným znakom chemizmu vôd v náplavoch Turca je veľmi kolísavý obsah Fe a Mn i iných látok, ktorých koncentrácia zväčša presahuje prípustnú normu.

Na niektorých lokalitách (Rybník, Žiar) sú vody silne mineralizované (tvrdosť až 32—47° nem.).

Údolie Kalošského potoka.

je kratšie, vyúsťuje sprava do údolia Slanej pod zaústením údolia Turca, zväčša v oligocénnych slieňoch a v mladovulkanických pyroklastikách. Odráža sa to i na litológii riečnych náplavov, ktoré majú pre zadržiavanie podzemnej vody nepriaznivé vlastnosti. V hornej časti údolia dosahuje hrúbka riečnych náplavov až 9—9,3 m (Nižné Valice), medzi Gemerskými Michalovcami a Nižnou Kalošou 8—10 m. Prevládajú v nich pestrofarebné íly s rozptýlenými valúnmi andezitu na báze bez sústredenejšieho prítoku podzemnej vody. Jediným zdrojom vody nepatrnej výdatnosti sú tu hlinité deluviálne zvetraniny.

LITERATÚRA

[1] Cílek V. — Pliška M., 1955: Geologické pomery oligocénu v širokom okolí Rimavskej Soboty na juhovýchodnom Slovensku. Sborník ÚÚG, XXII, Praha. — [2] Kužvart M., 1956: Geologické a petrografické poměry mastkových ložisek a jejich okolí u Hnúště na Slovensku. Sborník ÚÚG, XXII, odd. geol., Praha. — [3] Kincl V. (Potravinoprojekt Brno) 1958: Zpráva o prevedenom stavebno-geologickom a hydrogeologickom prieskume pre výstavbu cukrovaru a pivovaru v Rimavskej Sobote a v Šafárikove. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] Nemčok A., 1951: Geologický popis povodia Rimavy, Slanej a Bodvy. Rukopis; Archív RVR, Bratislava. — [5] Orvan J., 1960: O pôvode minerálnych vôd v Šafárikove. Geol. práce, Zprávy 17, Bratislava. — [6] Orvan J., 1963: Hydrogeologický prieskum riečnych náplavov v povodí Slanej časť 1.: údolie Rimavy, Rimavice, Gortvy a Mačkáša. Rukopis; Gonfond, Bratislava. — [7] Orvan J., 1964: Hydrogeol. prieskum riečnych náplavov v povodí Slanej časť 2. údolie Slanej, Blhu, Turca a Kalošského potoka. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [8] Ostroluckỳ P., 1960: Vyhodnotenie hydrogeol. sondáže pri ŠM Gemerská Panica. Posudok. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] Ostroluckỳ P., 1960: Hydrogeol. prieskum pre ŠM Šafárikovo. Posudok. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [10] Ostroluckỳ O., 1959: Hydrogeologický výskum náplavov potoka Gortvy pri dvore ŠM Fiľakovo—Gortva. Posudok. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [11] Turlík L., 1959: Posudok o hydrogeologických pomeroch staveniska plniarne minerálnej vody v Šafárikove. Posudok. Rukopis; Gonfond, Bratislava.

JURAJ ORVAN

HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE IM FLUSSBETT VON SLANÁ IN DER SLOWAKEI

Während der hydrogeologischen Forschung in den Jahren 1957—1963 studierte man Verhältnisse sowohl im Flussbett von Slaná, als auch deren Zuflüsse.

Im Flusstal von Slaná, wo das Liegende aus paläozoischen Gesteinen gebildet ist, erreichen die Flussanschwemmungen nur ziemlich kleine Mächtigkeit (etwa 2—3 m) mit stark durch Lehm verunreinigten Flusskiesen, aus welchen man nur etwa 0,1 L/sec. Wasser erreichen kann.

Optimale Bedingungen in dieser Hinsicht bietet der Abschnitt von Bretka bis zur Staatsgrenze

mit Ungarn, wo die Anschwemmungen (etwa 6—7 m mächtig) bis zu 20—25 L/sec. Wasser pro Brunnen bieten können (so z. B. Gemer, Behynce, Chanava u. ä.).

Das Flusstal von Rimava und Rimavica (bis zu Kociha) hat fast gleiche ungünstige hydrogeologische Verhältnisse wie das obere Flusstal von Slaná. Erst von Skálnik an ist gewisse Besserung in dieser Hinsicht zu verzeichnen, so dass man da bis 2 L/sec. (stellenweise: Rimavská Sobota, Jesenské, sogar 5—8 L/sec.) pro Bohrung erreichen kann. Allerdings enthält das Wasser den erhöhten Fe und Mn-Gehalt.

Anschwemmungen des Baches Gortva sind stellenweise bis 8—12 m mächtig, aber stark lehmig und deshalb fast wasserfrei. Lediglich im Abschnitt Gortva samota-Blhovce, wo Kiese an der Basis der Anschwemmungen bis zu 2 m mächtig sind, kann man bis 1,2 L/sec. pro 1 Bohrung erreichen.

Anschwemmungen des Baches Blh (Balog) sind von Hrušov an, wo sie auch die grösste Mächtigkeit erreichen, wasserführend. Aber später in Richtung zur Mündung in die Rimava reduziert sich diese Mächtigkeit (auf Kiese fällt etwa 1,5—2 m mächtige Lage). Mittels Bohrungen kann man da 0,2 bis 0,8 L/sec. Wasser schöpfen, örtlich bis zu 2 L/sec. (Teplý Vrch—Bátka).

Die Anschwemmungen des Baches Turiec sind örtlich bis 3—8 m mächtig, meistens aber durch Lehm stark verunreinigt. In reineren sandigeren und schottrigen Abschnitten kann man 0,1 bis 1,5 L/sec. Wasser pro Bohrung schöpfen; stellenweise beträgt die Ergiebigkeit bis 2—3 L/sec. (Ratková, Žiar, Otročok).

Die Anschwemmungen des Baches Kalošský potok sind nicht wasserhaltig.

Geologické práce, Zprávy 32. Bratislava 1964

ONDREJ FRANKO

PROBLEMATIKA VÝSKUMU TERMÁLNYCH VÔD SLOVENSKA

(1 príloha, nemecké resumé)

Úvod

Československo sa vo všeobecnosti považuje pre veľké množstvo prírodných liečivých zdrojov vzhľadom k svojej malej rozlohe za kúpeľnú veľmoc. Doteraz máme zaregistrovaných 1306 minerálnych prameňov, z toho 924 na Slovensku, teda 70 % pri 38,33 % rozlohe. Ešte výraznejšie je percentuálne zastúpenie termálnych vôd — okolo 80 %. Termálne vody vzhľadom na ich prakticky nevyčerpateľné zásoby predstavujú jednu z najvýznamnejších a pritom „najlacnejších" nerastných surovín. Napriek tomu sa im doteraz z hľadiska ich intenzívnejšieho využitia venovala len veľmi malá, prakticky žiadna pozornosť. Naproti tomu poznatky o nich sa koncom 40. a začiatkom 50. rokov značne rozrástli. Až v poslednom čase sa u nás prejavuje zvýšený záujem o dôkladnejšie využitie známych zdrojov termálnych vôd, resp. zistenie nových zdrojov.

O národohospodárskom význame termálnych vôd sa netreba podrobne zmieňovať. V prvom rade ich možno využívať na liečenie. Tomuto účelu slúži prevažná väčšina slovenských teriem, ako sú Piešťany, Trenčianske Teplice, Rajecké Teplice, Lúčky, Vyšné Ružbachy, Turčianske Teplice, Bojnice, Sliač, Kováčová, Sklenné Teplice, Dudince. Niekde sa využívajú na priame (Piešťany) i nepriame (Turčianske Teplice) vykurovanie budov; veľké možnosti sú hlavne pri nepriamom vykurovaní, ale aj v záhraníctve pri pestovaní zeleniny a kvetov (Bojnice, Sklenné Teplice, Kováčová). A napokon slúžia aj pre účely rekreačné; napr. Piešťany (letný a zimný bazén), Bojnice (letný bazén), Vyšné Ružbachy (letný bazén), Sklenné Teplice (letný bazén), Dudince (letný bazén), Vyhne, Malinovec a Dolná Strehová. Žiaľ, v tomto smere ešte stále veľmi zaostávame. Ako vzorný príklad využitia termálnych vôd pre účely rekreačné spomenieme MĽR (Miškolc, Eger, Budapešť). U nás zostáva mnoho termálnych prameňov vôbec nevyužitých (M. Bielice, Chalmová, Liptovský Ján, Vyšný Sliač, Patince, Kalinčiakovo, Há-

mor a iné), alebo sú len málo využité (napr. Kováčová, Bojnice, Turčianske Teplice, Trenčianske Teplice, Vyhne, Dudince, Malinovec a ďalšie).

Súčasný stav poznatkov

Základom doterajších poznatkov nielen o termálnych vodách, ale o minerálnych vodách Slovenska vôbec, sa stali hlavne výskumy M. M a h e ľ a, zhrnuté v práci z r. 1952. Zaoberá sa tu všeobecnými otázkami, ako je pôvod minerálnych vôd, vzťah vôd k fyzikálnym a chemickým vlastnostiam hornín (chemizmus vôd), vzťah tektonickej stavby k fyzikálnym vlastnostiam minerálnych vôd (teplota minerálnych vôd, výdatnosť minerálnych prameňov, spôsob výstupu minerálnych vôd — žriedelné štruktúry), geografická poloha prameniska a pod.; súčasne podáva popis jednotlivých tektonických pásiem Západných Karpát z hľadiska výskytu minerálnych vôd a tiež stručný popis jednotlivých lokalít a geografických oblastí minerálnych vôd. Podrobnejšie sa týmito otázkami zaoberá O. H y n i e (1963), ktorý zhrnul poznatky M. Maheľa, doplnil o výsledky vlastného výskumu a ďalších autorov, ktorí sa zaoberali týmto problémom od r. 1952.

Termálne vody na Slovensku z hľadiska ich p ô v o d u sú v prevažnej miere viazané na *tektonické pásmo centrálnych Západných Karpát,* menej na neogénne nížiny a kotliny. V ostatných tektonických pásmach nie sú podmienky pre vznik termálnych vôd. Tak *flyšové pásmo* buduje súvrstvie, v ktorom sa striedajú pieskovce a ílovce, alpinotypne detailne prevrásnené. Preto sú flyšové horniny priepustné len v povrchovom pásme, voda nemá možnosť nahromadiť sa vo väčšom množstve v horninách, zostúpiť do väčších hĺbok a oteplieť sa. Infiltračné oblasti v *bradlovom pásme,* i keď sa tu sčasti vyskytujú vodonosné vápence, sú len nepatrné a ich tektonický bradlový ráz obmedzuje v nich obeh podzemných vôd. *Centrálnokarpatský paleogén* je podobne ako flyšové pásmo zložený zo súvrstvia striedajúcich sa ílovcov a pieskovcov, ktoré sú mierne germanotypne zvrásnené. Priepustné sú len v povrchovom pásme, takže voda tiež nemá možnosť nahromadiť sa v horninách, zostúpiť do väčších hĺbok a oteplieť sa. V *mladotreťohorných vulkanitoch* vzhľadom na ich stratovulkanickú stavbu tiež nie sú podmienky pre vytvorenie väčších množstiev termálnych vôd.

Príčinou bohatstva termálnych vôd pásma Západných centrálnych Karpát sú najmä tieto skutočnosti:

1. existencia mezozoických karbonatických hornín — vápencov a dolomitov — v strednom a vrchnom triase, ktoré zaberajú rozsiahle územia;

2. alpinotypná tektonika mezozoických súvrství vytvorila ďalekosiahle vrásy, v dôsledku čoho sa ponorujú niektoré súvrstvia do veľkých hĺbok a miestami sa vynorujú na povrch;

3. mladé zlomy pozdĺžnych i priečnych smerov.

Prvý faktor podmieňuje vznik výdatných prameňov (až do 80 l/sek. — Vyšné

Ružbachy, Dudince); druhý činiteľ má za následok vysoké teploty vôd, ktoré narastajú s hĺbkou v závislosti od geotermického stupňa hornín. Slovenské termy dosahujú max. 70 °C (69,5 °C) — Piešťany. Teplotu termálnych prameňov často znižujú primiešaniny studených vôd z podpovrchových horizontov; pramene malej výdatnosti sa ochladzujú na tesných výstupných cestách. Tretí faktor, v menšej miere aj druhý, prípadne ich kombinácia, podmieňuje výstup prameňov na povrch. Žriedelné štruktúry predstavujú termosifón, ktorého zostupnú vetvu tvoria ponárajúce sa vrásy a výstupnú obyčajne mladé zlomy pozdĺžnych i priečnych smerov, ojedinele tiež vynorené vodonosné súvrstvia — vrásy — na povrch. Príčinou výstupu vôd na povrch je hlavne vyšší hydrostatický pretlak vody v zostupnej vetve než vo vetve výstupnej (v menšej miere preplynenie CO_2). Z hĺbok prenikajú vody hlavne po mohutných hlboko siahajúcich regionálnych pozdĺžnych zlomoch, kým výstupy priamo na povrch sú viazané na lokálne priečne poruchy, ktoré určujú polohu prameniska.

Termálne pramene sú podobne ako komplexy triasových karbonatických hornín, pomerne rovnomerne rozložené. Viazané sú na vápence a dolomity obalovej série, krížňanského i chočského príkrovu, v ktorých majú svoje infiltračné oblasti. Tak napr. termy v Piešťanoch a Koplotovciach sú viazané na obalovú sériu Považského Inovca, termy v Trenčianskych Tepliciach a Belušských Slatinách na obalovú sériu Strážovskej hornatiny (tzv. manínsko-inoveckú sériu), termy v Turčianskych Tepliciach a Rojkove-Stankovanoch na krížňanský príkrov Veľkej Fatry, termy v Lúčkach, Bešeňovej a Liptovskom Jáne na krížňanský príkrov Nízkych Tatier; termy v Rajeckých Tepliciach na krížňanský a chočský príkrov Malej Fatry atď.

Termálne pramene nevyvierajú na povrch len cez horniny mezozoika, ale po zlomoch aj cez horniny centrálnokarpatského paleogénu, sedimenty neogénu a stredoslovenské neovulkanity.

O viazanosti teriem na karbonátové horniny, okrem veľkých výdatností a vysokých teplôt poukazuje aj ich chemizmus. Tento odráža nielen zloženie hornín, s ktorými voda prichádza do styku, ale je aj výslednicou chemických procesov, ktoré sa v nich odohrávajú. Ide o vody s prevahou katiónov $Ca^{\cdot\cdot}$ a $Mg^{\cdot\cdot}$ a aniónov SO_4'' a HCO_3'. Najčastejšie ide teda o kalcium-magnézium-sulfátovo-bikarbonátové a kalcium-magnézium-bikarbonátovo-sulfátové termy, ktorých mineralizácia sa pohybuje od 500—800 mg/l až do 3000 mg/l, ojedinele až do 4000—6000 mg/l. Z plynov obsahujú CO_2, niektoré aj H_2S, takže sú zároveň uhličitými a sírnymi. Obsah voľného CO_2 sa pohybuje okolo 100—300 mg/l, ojedinele až 1500 mg/l; obsah H_2S dosahuje stotiny až desatiny mg/l, ojedinele až 8 mg/l. Po chemickej stránke takto charakterizované termy predstavujú samostatný typ. Možno o nich hovoriť ako o termách slovenského typu. Pri prestupe cez terciérne sedimenty sa termy metamorfujú, a to buď iontovýmennými reakciami medzi vodou a horninou (výmena $Ca^{\cdot\cdot}$ za $Na^{\cdot}$), alebo vyluhovaním Cl' z terciérnych sedimentov, prípadne premiešaním s vlastnými vodami terciéru. Takto sa menia

až na nátrium-kalcium-bikarbonátovo-chloridové vody (napr. Dudince) s mineralizáciou okolo 4000—6000 mg/l. Pôvod iónov jednotlivých prvkov je viazaný na horniny, s ktorými voda prichádza do styku. U SO_4'' predpokladá M a h e ľ (1952), že vody získavajú sírany z podložných werfenských vrstiev, v ktorých sú vložky síranov, hlavne sadrovca. Môžu však pochádzať aj z hornín karpatského keupra. Vznik H_2S, viazaného na tieto sírany, je podmienený desolfuračnými baktériami, ktoré sú schopné rozložiť sírany v anaerobnom prostredí za zvýšených teplôt. Čo sa týka pôvodu CO_2, názory sa rozchádzajú. Podľa M a h e ľ a (1952) vo väčšine prípadov ide o juvenílny CO_2, ktorý vzniká termickým rozkladom karbonátov vo veľkých hĺbkach, prípadne rozkladom uhličitanov za účasti organických, príp. anorganických kyselín. Podľa H y n i e h o (1963) väčšina CO_2 je pôvodu rýdzo juvenílneho, t. j. súvisí s mladotreťohorným vulkanizmom.

Podľa M a h e ľ a (1952) termálne vody pásma centrálnych Západných Karpát sú *vadózneho pôvodu;* z hľadiska genetického ide teda o *geotermálne vody juvenílne v širšom zmysle.* Vadózneho pôvodu sú aj *termálne vody neogénnych nížin* a kotlín. Ide o vody z povrchových vrstiev do max. hĺbky 400 m. Tieto vody sú obyčajne viazané na vrstvy rôznozrnných pieskov, ktoré vytvárajú viacero artézskych horizontov, mierne upadajúcich od okrajov nížin do ich stredu, pričom sú často prerušované zlomami. Napájané sú buď zrážkovými vodami na úpätí pohorí, častejšie z riečnych náplavov, pod ktoré vychádzajú. Vody sa tiež ohrievajú teplom z hornín a dosahujú max. 24 °C (Šurany). Po stránke chemickej ide o kalcium-magnézium-bikarbonátové, kalcium-magnézium-nátrium-bikarbonátové, nátrium-kalcium-magnézium, prípadne nátrium-magnézium-kalcium-bikarbonátové vody, s mineralizáciou okolo 500—700 mg/l, ojedinele cez 1000 mg/l. V prirodzených prameňoch obyčajne nevyvierajú; boli navŕtané a slúžia ako zdroje pitnej vody (napr. Galanta, Nové Zámky, Šurany, Vlčany, Šaľa atď.).

Niektoré problémy výskumu termálnych vôd

Ako som už spomenul, doterajšie poznatky nám umožňujú využiť len viacmenej prirodzené pramene termálnych vôd, aj to nie v plnej miere. Pri výpočte problémov, ktoré treba riešiť, sa opieram hlavne o vlastné výskumné práce v Hornonitrianskej, Zvolenskej a Ipeľskej kotline, no čiastočne aj o práce iných autorov, v texte citovaných.

Ako prvý problém na riešenie je p ô v o d t e r m á l n y c h v ô d. M a h e ľ (1952) dokázal, že termálne vody sú pôvodu vadózneho. Tým je pôvod termálnych vôd vcelku vyriešený v širšom, nie však ako v ďalšom rozvediem, v užšom slova zmysle. Bude totiž treba objasniť, aké fyzikálno-chemické zmeny voda prekonáva v styku s rôznymi horninami na svojej zostupnej a hlavne výstupnej ceste (otázky metamorfózy vôd, vzťahy voda — hornina), resp. do akej miery sa podieľajú na tvorbe termálnych a vôbec minerálnych vôd, vody pochádzajúce z rôz-

nych geologických útvarov a oddelení, resp. z rôznych horizontov podzemných vôd. Týmto otázkam sa doteraz nevenovala náležitá pozornosť a domnievam sa, že bez ich objasnenia nemožno hovoriť, že pôvod termálnych vôd v užšom slova zmysle už je vyriešený.

Vzťahy *vody k hornine* sú veľmi široké a dnes sa nimi zaoberá samostatný vedný odbor — geochémia vôd. Tieto otázky u nás rozoberá Janák (1959), a preto sa tu nebudem s nimi bližšie zaoberať.

Len na jednom príklade poukážem na ich význam. V Bojniciach z paleogénnych flyšoidných hornín vyvierajú akratotermy kalcium-magnézium-bikarbonátovo-sulfátového typu s mineralizáciou 620—760 mg/l a obsahom voľného CO_2 od 15,0 do 200 mg/l. Teplota vody sa tu pohybuje od 23,5 °C do 46,5 °C, výdatnosť jednotlivých prameňov od 0,21 l/sec. do 13,69 l/sec., pričom celková výdatnosť všetkých prameňov dosahuje cca 39 l/sec. Vody svojím chemizmom, teplotou a výdatnosťou odpovedajú termám, pochádzajúcim z karbonatických vápencovo-dolomitických mezoických hornín, ktoré tu vystupujú spod paleogénu v podobe ostrovčekov a vrtmi boli zistené v jeho podloží. Počas výskumu sa bližšie sledoval aj chemizmus vôd. Zistilo sa, že vody, ktoré sa navŕtali priamo v dolomitoch pod paleogénom, takmer neobsahujú $Na^{\cdot}$, rovnako ako termálne pramene, vyvierajúce z bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií. Termy, ktoré na svojej výstupnej ceste prechádzajú 80—100 m mocným súvrstvím flyšoidných hornín s prevahou ílovcov, obsahujú znížený obsah $Ca^{\cdot\cdot}$ a zvýšený obsah $Na^{\cdot}$. Ide tu o známu iontovýmenu Ca za Na. Pre termálne vody, pochádzajúce z mezozoických karbonatických hornín, sú typické vysoké obsahy SO_4''. Ich pôvod sa pripisuje horninám werfenu. V Bojniciach zvýšený obsah SO_4'' súvisí aj s výskytom pyritov v paleogénnych horninách (Urban 1960). Na vrte Pa-15 obsahovali pieskovce v intervale 65—70 m veľké množstvo pyritu a termálna voda, pochádzajúca z týchto partií, bola na sírany najbohatšia. Bojnické termy majú aj zvýšený obsah kyseliny kremičitej (až 38,4 mg/l), takže je pravdepodobné, že sa na tvorbe vôd tu podieľajú aj horniny kryštalinika.

Metamorfóza termálnych a minerálnych vôd bola vrtmi preukázaná aj v Dudinciach (Janák 1959).

Otázka zistenia, do *akej miery sa na tvorbe termálnych a vôbec minerálnych vôd podieľajú vody pochádzajúce z rôznych geologických útvarov* a oddelení, resp. z rôznych horizontov podzemných vôd, je omnoho zložitejšia a súvisí s ďalšími otázkami metamorfózy, teploty a bilancie vôd.

Bojnické termy predstavujú 2 žriedelné línie, podmienené smernými zlomami SV—JZ smeru. Na východnejšiu líniu sú viazané termy o teplote 45—46,5 °C, na západnejšiu o teplote 23,5 °C až 36 °C. Bilanciou odtoku podzemných vôd z predpokladanej infiltračnej oblasti Z od prameňov sa zistilo, že na tvorbe termálnych vôd sa podieľajú aj vody bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií. Tieto vody sa však podieľajú len na tvorbe teriem studenšej línie — západnej. Prejavilo sa to na koeficiente Mg/Ca, ktorý sa u prameňov teplejšej línie pohybuje od 0,45 do 0,5 a indikuje prevahu vápencov, kým u prameňov studenšej línie sa pohybuje od 0,55 do 0,6 a indikuje zvýšený podiel $Mg^{\cdot\cdot}$, pochádzajúceho z bazálnych dolomitických brekcií (Gazda 1963).

K objasneniu pôvodu termálnych vôd môže okrem iného prispieť aj *štúdium plynov*, ktoré je u nás zatiaľ iba v začiatkoch.

Veľmi závažnou otázkou je teplota teriem. Ako je známe, voda sa pri zostupe do hĺbky otepľuje teplom hornín (rýchlosť otepľovania vody závisí na teplotnej vodivosti hornín), ktoré s hĺbkou narastá v závislosti od geotermického

stupňa. Tento stupeň však u hornín mezozoika centrálnych Západných Karpát doteraz nepoznáme. Predpokladáme, že sa pohybuje okolo 33 m, čo je priemerný geotermický stupeň povrchových vrstiev litosféry. Preto treba venovať pozornosť aj tejto otázke, lebo má nielen teoretický, ale aj praktický význam. Dôležité je zistiť, kde môžeme získať hodnoverné hodnoty o geotermickom stupni.

Tak pri výskume bojnických teriem sa ukázalo, že v území výverov a v ich bližšom okolí to nie je možné. Na vrte NB-1, ktorý je od okrajových termálnych prameňov (Jazera) vzdialený cca 750 m, sa v hlbokej etáži flyšoidných hornín 0,00—65,20 m zistila voda 16 °C teplá s negatívnym niveau, v intervale 65,20—100,10 m voda 19 °C teplá tiež s negatívnym niveau o nepatrnej výdatnosti. Ide prevažne o puklinovú vodu, vlastnú paleogénnym horninám. Z prvého intervalu vychádza geotermický stupeň 6,02 m, z druhého 7,6 m. Ako vidieť, sú to veľké anomálie; vysvetľujeme si ich tým, že paleogénne horniny, tvoriace ako celok nepriepustný strop podložným termálnym vodám v mezozoických karbonátoch, sú týmito termami od spodu prehriate. Ide o anomáliu v prirodzenom zemskom tepelnom poli, ktorej rozsah zatiaľ nepoznáme.

Na základe tohto poznatku sa domnievame, že správnu hodnotu geotermického stupňa mezozoických hornín nie je možné získať prevŕtaním mezozoika vo výverovej obasti, ale v územiach nad zostupnými vetvami teriem, prípadne bez výskytu termálnych vôd.

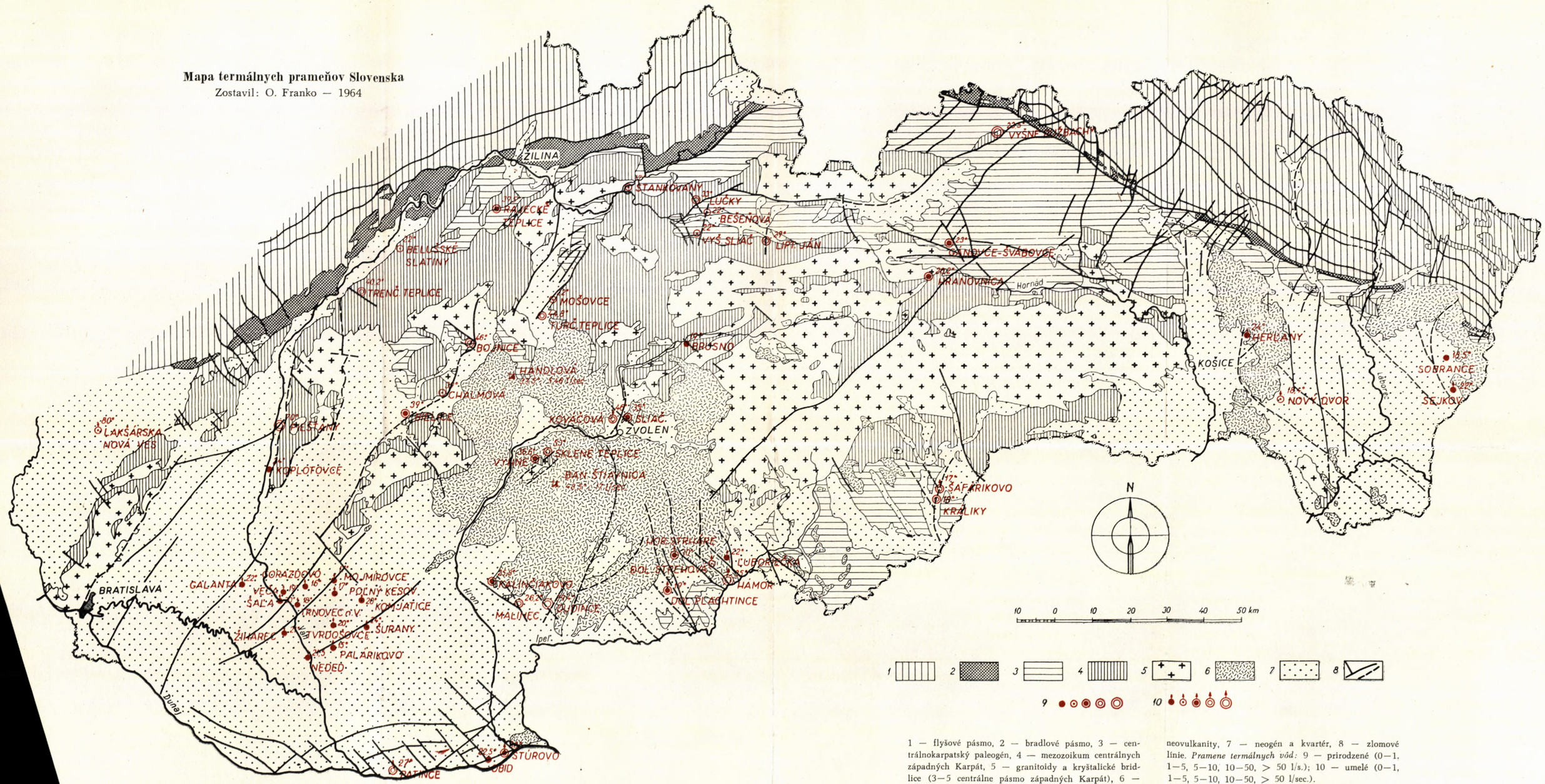
Vieme však, že termálne vody nevyvierajú len z mezozoika, ale aj cez horniny centrálnokarpatského paleogénu, uprostred neovulkanitov a cez neogén, kde boli navŕtané rovnako ako v mezozoických karbonátoch pod nimi. Preto je potrebné poznať aj geotermický stupeň týchto hornín, nie ovšem priemerný (napr. pre neogénne sedimenty), ale pre každú oblasť osobitne. Doterajšie výsledky ukazujú, že napr. v neogéne Podunajskej nížiny v horninách panónu — tortónu do hĺbky cca 2400 m sa geotermický stupeň pohybuje okolo 21 m (Dlabač — Michalíček 1960), kým napr. v Hornonitrianskej kotline (v rozsahu novácких uhoľných baní) sa do hĺbky 320 m v horninách pliocénu-tortónu pohybuje od 17,00 m do 18,00 m, v Zvolenskej kotline 16 m a v Juhoslovenskej uhoľnej panve v tzv. strhársko-trenčskej priekopovej prepadline (tortón-helvét) do hĺbky 520 m dosahuje až 18 m.

Geotermický stupeň týchto tzv. krycích formácií (vo vzťahu k mezozoiku) treba poznať preto, aby sme mohli posúdiť, či navŕtaná termálna voda v „krycom" útvare pochádza priamo z neho, alebo z podložného mezozoika (okrem teploty dôležitým kritériom je tiež chemizmus), resp. či terma navŕtaná v mezozoických karbonátoch na styku s nadložnými krycími útvarmi odpovedá svojou teplotou miestu navŕtania (napr. karbonátom chočského alebo krížňanského príkrovu), alebo pochádza z hlbších miest (napr. z karbonátov krížňanského príkrovu alebo obalovej jednotky).

Tak napr. v Juhoslovenskej uhoľnej panve pri obci Dolná Strehová bola vrtom M-4 zachytená v hĺbke 520 m v helvétskych „produktívnych" pieskoch termálna voda teplá 36 °C. Pôvodne sa predpokladalo, že pochádza z mezozoika a bola akumulovaná v helvétskych pieskoch (Maheľ

Mapa termálnych prameňov Slovenska

Zostavil: O. Franko — 1964



1 — flyšové pásmo, 2 — bradlové pásmo, 3 — centrálnokarpatský paleogén, 4 — mezozoikum centrálnych západných Karpát, 5 — granitoidy a kryštalické bridlice (3—5 centrálne pásmo západných Karpát), 6 — neovulkanity, 7 — neogén a kvartér, 8 — zlomové línie. *Pramene termálnych vôd:* 9 — prirodzené (0—1, 1—5, 5—10, 10—50, > 50 l/s.); 10 — umelé (0—1, 1—5, 5—10, 10—50, > 50 l/sec.).

1952). Zistením geotermického stupňa sedimentov a štúdiom chemizmu minerálnych a studených vôd z tých istých sedimentov sa zistilo, že pochádzajú z týchto sedimentov, bez prírodu vôd z mezozoika.

Naproti tomu napr. známa termálna voda v Štúrove zachytená vrtom v r. 1949 v panónskych pieskoch v hĺbke 93 m o teplote 41 °C pochádza jasne z podložného mezozoika (M a h e l 1952).

Omnoho zložitejšie a doteraz neobjasnené sú *teplotné pomery vo vlastnom mezozoiku.* Ak triasové vápence a dolomity v podloží krycích útvarov vytvárajú nádrž termálnej vody (viď ďalej), musíme predpokladať, že v nádrži stúpa teplota vody smerom do hĺbky. V nádrži však existujú prúdy teplejších vôd, ktoré sa z hlbších častí nádrže pretláčajú po priepustnejších cestách do vyšších častí. Bude teda treba objasniť teplotné vzťahy medzi nádržou termálnej vody a prúdmi teplejších vôd vo vnútri nádrže.

Nie menšiu pozornosť treba venovať aj *ochladzovaniu termálnych vôd na výstupných cestách.* Všeobecne sa vie, že termy na výstupnej ceste sa ochladzujú jednak miešaním so studenšími vodami „krycích" útvarov (vrátane kvartéru), jednak že sa pri malých výdatnostiach (stotiny až desatiny l/sec.) ochladzujú v dôsledku pomalého prelínania po tesných puklinách v krycích útvaroch.

Výskum termálnych vôd v Bojniciach však ukázal, že prirodzené pramene slabej výdatnosti (0,11—0,4 l/sec.) o teplote 26—36 °C nie sú ochladzované v dôsledku pomalého prenikania po tesných puklinách v paleogéne, ale miešaním so studenými vodami, pochádzajúcimi z bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií. Napr. vrtom Pa-14 sa v mezozoických dolomitoch získala voda teplá 26,7 °C o výdatnosti 1,63 l/sec. Voda pochádza z drobných puklín v dolomitoch.

V Bojniciach aj výdatné pramene, vyvierajúce zo zlomov, sú ochladzované studenšími vodami, ktoré pochádzajú už zo spomínaných bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií; môžu však pochádzať aj (pravdepodobne) z vrchnejších tektonických jednotiek, v prípade Bojníc z krížňanskej alebo chočskej. Potvrdzuje to hlavne vrt Pa-15, ktorým sa v hĺbke 70 m na tektonickom styku paleogénu a mezozoika (na poruche) navŕtala voda o teplote 32,5 °C a výdatnosti 8,9 l/sec. Hlavné pramene majú naproti tomu teplotu 45—46,5 °C a výdatnosť 8,35 a 13,7 l/sec., pričom vzdialenosť medzi líniou prameňov teplých a menej teplých je ca 200 m. Keďže ani výškové rozdiely v úrovni mezozoika pod paleogénom nie sú veľké (okolo 50—60 m), prichádza do úvahy jedine ochladzovanie menej teplými vodami na výstupnej ceste vo vlastnom mezozoiku.

Bližšiu pozornosť treba tiež venovať aj *výstupovým cestám termálnych vôd a sťahovaniu sa prameňov — ich životu.* Je potrebné porovnávať súčasne vyvierajúce pramene a z nich usadené travertíny s travertínmi po zaniknutých prameňoch, resp. preštudovať vek jednotlivých výskytov travertínov. Pri výskume bojnických teriem sa týmito otázkami podrobne zaoberáme.

Predtým (do r. 1961) sa usudzovalo, že najstaršie pramene vyvierali západne od obce Dubnica po hlavnom S—J malomagurskom zlome (A n d r u s o v 1941; M a h e l 1946), prípadne po smerných zlomoch smeru SV—JZ (H y n i e 1953). Usudzovalo sa tak z výskytu „travertínov", ktoré sa tiahli v pruhu S—J v mieste priebehu uvedeného hlavného zlomu od Dubnice až po Opatovce n/Nitrou. Ukázalo sa však, že väčšina „travertínov" sa skladá zo skrasovatených a zvetraných bazálnych eocénnych dolomitických brekcií, značne sfarbených oxydmi Fe, ktoré majú skutočne travertínový vzhľad. Zistilo sa, že skutočné travertíny tvoria izolované telesá,

viazané na priečne údolíčka smeru SZ—JV, ktorými prebiehajú priečne pospodnooligocénne zlomy. Vek travertínov (Ložek 1962) ukazuje, že termálne vody začali vyvierať v dobe medzi pliocénom a pleistocénom a že termálne pramene sa sťahujú od SV k JZ. Kým travertíny v zoologickej záhrade sú najstaršie, prameň „Jazero" je najmladší, začal vyvierať až v holocéne.

Podrobne sa treba zaoberať aj akumuláciou termálnych vôd vo vápencovo-dolomitických komplexoch. Podľa Maheľa (1952) vrásové štruktúry napomáhajú vzniku sústredených mocných tokov, prípadne rozsiahlych horizontov. Hynie (1963) predpokladá, že geotermálne vody predstavujú prúdy minerálnych vôd, zapojené do hydrogeologických štruktúr obyčajných vôd. Podľa Ovčinikova (1958) tieto vody vytvárajú artézske nádrže. Ako vidieť názory sa rozchádzajú, pritom otázka je veľmi dôležitá z hľadiska zachytávania prirodzených prameňov i zisťovania nových zdrojov. Naše doterajšie poznatky z výskumu bojnických teriem a teriem Zvolenskej kotliny ako aj z prehodnotenia starších prác ukazujú, *že vo vápencovo-dolomitických komplexoch existujú prúdy termálnych vôd, viazané na určité priepustnejšie cesty — tektonické poruchy, resp. poruchové pásma, vo vápencoch aj na kaverny, ktoré sú včlenené do jednotnej nádrže termálnych vôd v týchto sedimentoch.*

Potvrdzujú to práce napr. v Bojniciach, kde zo 6 vrtov len dva zastihli výdatné pramene termálnej vody; ostatné zachytili slabé prítoky z drobných puklín v dolomitoch na styku s nadložným paleogénom i v samotnom paleogéne. Jeden z nich bol zachytený na poruche v paleogéne a druhý na poruche na styku paleogénu s mezozoikom. Z toho vyplýva, že vo vývervovej oblasti možno v krycích formáciách i v podložnom mezozoiku navŕtať výdatné zdroje len na spomínaných priepustných cestách, t. j. na priepustných zlomoch, poruchových pásmach, prípadne kavernách. To isté platí aj o vŕtaní do nádrže termálnych vôd. Tak napr. v Zvolenskej kotline boli termy z mezozoika doteraz zastihnuté asi 11 vrtmi; z toho len na 3 vrtoch boli prítoky cez 10 l/sec. (max. 25 l/sec.), na jednom 3,33 l/sec. a na 7 pod 1 l/sec. Zvolenskú kotlinu možno teda považovať za jednotnú nádrž termálnych vôd. Je pravdepodobné, že podobnú nádrž predstavuje aj Liptovská a Spišská kotlina, Štiavnické pohorie s JZ úpätím, Hornonitrianska kotlina atď.

Takmer žiadne práce zatiaľ neoverovali infiltračné oblasti, predpokladané obyčajne len na základe geologickej stavby. Stalo sa tak hlavne preto, lebo neboli známe špecifické odtoky podzemných vôd z vápencovo-dolomitických komplexov. Otázka bilancie vôd týchto komplexov je dnes už rozpracovaná (Kullman 1961, 1964) a poznáme už aj špecifické odtoky z určitých komplexov; možno teda pristúpiť k výskumu s využitím metódy analógie.

Tak u piešťanských teriem sa predpokladalo, že infiltračnou oblasťou sú karbonáty obalovej série v južnej časti Inovca (Maheľ 1952). Kullman (1964) pri štúdiu bilancie podzemných vôd južnej časti Považského Inovca zistil, že rozloha predpokladanej infiltračnej oblasti nepostačuje na to, aby mohli len z nej pochádzať piešťanské termy. Súčasne zistil, že z karbonátov krížňanskej jednotky v tomto území sú veľké straty podzemných vôd (cca 170 l/sec.), ktoré môžu sčasti prestupovať do terciérnych a kvartérnych sedimentov vážskeho údolia, sčasti aj do podložných súvrství obalovej série a podieľať sa tak na tvorbe piešťanských teriem.

U bojnických termálnych vôd sa predpokladalo, že majú infiltračné oblasti vo vápencoch a dolomitoch krížňanského príkrovu na svahoch pohoria Žiar V od Nitrianskeho Pravna

(Andrusov 1941; Maheľ 1952), alebo Z od termálnych prameňov na južnom úpätí pohoria M. Magura (Hynie 1953; Urban 1960). Ich predpokladanú infiltračnú oblasť budujú takmer výhradne bazálne eocénne dolomitické zlepence. Bilanciou odtoku podzemných vôd z tejto oblasti pomocou analógie z pohoria Inovec (dolomitový komplex v oblasti Závady) sa ukázalo, že len menšia časť podzemných vôd z tejto oblasti sa podieľa na tvorbe bojnických teriem; hlavná časť asi pochádza z mezozoika spod Hornonitrianskej kotliny.

Doteraz sa nerealizoval ani dlhodobý výskum režimu termálnych prameňov. V poslednom čase sa začal sledovať režim piešťanských teriem v spojitosti s vodným dielom Madunice (Kubáň 1963), teriem v Trenčianskych Tepliciach v spojitosti s rekonštrukciou starého vrtu (Ťkáčik 1963) a bojnických teriem v spojitosti s riešením ich vzťahu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Ako vidieť, tieto termy sa nezačali pozorovať čiste pre poznanie ich režimu, čo je veľmi dôležité z hľadiska ich využívania pre rôzne účely a výpočtu dynamických zásob, ale len z dôvodov ich ohrozenia. Je potrebné, aby sa režim termálnych vôd sledoval vo vzťahu ku klimatickým činiteľom, k plytkým nádržiam obyčajných podzemných vôd, do ktorých sa tieto vody vo veľkej miere rozptyľujú. Dôležité je, aby sa výdatnosť prameňov nesledovala vo vzťahu k zrážkam len vo výverovej, ale aj infiltračnej oblasti. Treba zistiť, za aký čas sa prenášajú tlaky z infiltračnej oblasti v dôsledku kolísania hladiny podzemnej vody do výverovej oblasti, čo ovplyvňuje výtlačnú hladinu prameňov a tým aj ich výdatnosť. *Ide tu o zložitý jav, a to o prenášanie tlakov v nádrži podzemných termálnych vôd, pričom dochádza k určitým tlakovým stratám v dôsledku odporov v systéme hornina—voda, a tým k ich určitému časovému oneskoreniu.* Toto časové oneskorenie maxím a miním výdatností prameňov za maximami a minimami zrážok treba poznať.

Tak doterajšie pozorovania režimu bojnických teriem menej teplej línie ukázali, že tieto maximá a minimá sa oneskorujú za zrážkami vo výverovej oblasti o 2½ mesiaca. Toto zistenie vzájomnej závislosti bude obťažné, keď termálne pramene vystupujú na povrch cez plytkú nádrž obyčajných podzemných vôd, prípadne cez puklinové vody pásma povrchového rozpukania hornín. Je pravdepodobné, že tieto závislosti sú zastreté vzťahmi medzi výdatnosťou prameňov a kolísaním hladiny podzemnej vody vo výverovej oblasti. Okrem výdatnosti je potrebné sledovať aj režim chemizmu a teploty termálnych vôd, čo je veľmi dôležité aj z hľadiska využívania teriem pre liečebné účely.

Najdôležitejšou otázkou, ktorej sme sa doteraz vôbec nevenovali, je výpočet zásob termálnych vôd. Keďže v súvislosti s ich využívaním nutno zachovať ich optimálne fyzikálno-chemické vlastnosti (tým, že sa nenaruší prirodzený režim prameňov), budú nás zaujímať hlavne dynamické zásoby. Možno ich počítať metódami bilančnými, hydraulickými a hydrodynamickými. Keďže nádrže termálnych vôd vo vápencovo-dolomitických komplexoch nebude možné v dohľadnej dobe primerane preskúmať, dajú sa používať metódy bilančné a hydraulické. Metódou bilančnou na základe známeho špecifického odtoku podzemných vôd z vápencovo-dolomitických komplexov treba zistiť úbytky vôd, ktoré sa strácajú v predpokladaných infiltračných oblastiach. Vo väčšine prípadov ovšem ide o vý-

datnosti do 50 l/sek., preto sa budú úbytky takýchto množstiev dosť ťažko hľadať, neberúc pritom do úvahy ešte možnosť skrytého prestupu krasových vôd do terciérnych a hlavne kvartérnych sedimentov. Preto bilančné metódy treba doplňovať metódami hydraulickými; alebo azda vhodnejší bude postup opačný, metódy hydraulické treba považovať za hlavné a metódy bilančné za doplňujúce. Prvé totiž vychádzajú z výsledkov čerpacích pokusov, ktoré pre výpočet zásob možno považovať za najspoľahlivejšie. Vážnou otázkou je pritom ovšem dĺžka čerpacích pokusov.

Slovensko

Lokalita	Teplota vody °C		Výdatnosť l/sec.	Tepelná úžitkovosť zdroja kcal/hod.
	skutočná	úžitková		
Banská Štiavnica*	48,5	41,5	17,00	2,539.800,00
Beluš. Slatiny	22,0	15,0	2,00	108,000,00
Bešeňová*	22,0	15,0	1,00	54.000,00
M. Bielice*	39,0	32,0	2,22	255.743,00
V. Bielice*	33,0—39,0	26,0—32,0	7,62	842.832,00
Bojnice	20,8—45,9	13,8—38,9	38,97	4,467.423,80
Bor. Hora	27,0	20,0	1,0	72,000,00
Brusno	16,0—19,0	9,0—12,0	0,64	25.855,20
Dol. Strehová	36,0	29,0	5,00	522,000,00
Dudince	28,0—29,4	21,0—22,4	15,70	1,262.520,00
Gánovce	20,5—23,0	13,5—16,0	3,20	182.520,00
Hranovnica	20,2	13,2	9,00	427.680,00
Chalmová	39,0	32,0	1,00	115,200,00
Kalinčiakovo*	25,8	18,8	7,00	473.760,00
Koplotovce*	24,0	17,0	1,00	61.200,00
Kováčová	46,0	39,0	15,00	2,106.000,00
Králiky*	18,0	11,0	35,0	1,386.000,00
Lipt. Ján*	26,0—29,0	19,0—22,0	40,70	3,106.800,00
Lúčky	22,7—33,0	15,7—26,0	21,90	1,532.520,00
Luboriečka*	22,0	15,0	0,44	23.760,00
Malinovec	26,2	19,2	8,80	608.256,00
Mošovce*	22,0	15,0	1,00	54.000,00
Patince*	26,5—27,0	19,5—20,0	30,00	2,107.800,00
Piešťany	36,0—67,3	29,0—60,3	36,00	7,460.640,00
Rajecké Teplice	39,0	32,0	5,33	614.016,00
Sklené Teplice	32,5—53,0	25,5—46,0	15,87	2,175.404,40
Sliač	33,2	26,2	5,50	518.760,00
Slov. Kľačany*	29,2	22,2	0,10	7.992,00
Stankovany	17,0	10,0	3,00	108.000,00
Šafárikovo*	17,0	10,0	27,4	986.400,00
Štúrovo	37,0—41,0	30,0—34,0	8,01	958.680,00
Švábovce	21,0—22,5	14,0—15,5	4,20	233.280,00
Trenč. Teplice	33,8—40,2	31,8—33,2	45,00	5,302.800,00
Turč. Teplice	43,4	36,4	25,00	3,276.000,00
Vyhne	36,6	29,6	6,50	692.640,00
Vyšné Ružbachy	22,4—23,5	15,4—16,5	41,03	2,406.690,00
Vyšný Sliač	22,0	15,0	5,00	270.000,00
Celkom:			493,13	47,346.973,00

* Vôbec nevyužívané zdroje termálnych vôd.

Bilancia termálnych vôd Slovenska

Bilancia termálnych vôd Slovenska sa zatiaľ neuskutočnila. Na základe vlastných výskumov z viacerých lokalít i z archívnych zpráv a literatúry zostavil som ich približné bilančné zhodnotenie. U väčšiny lokalít výdatnosti sú skôr podhodnotené, takže celková výdatnosť termálnych vôd Slovenska bude najmenej o 20 % vyššia ako udávame. Napr. u Piešťan uvažujem len s 36 l/sec., ktoré množstvo sa odčerpáva, pritom ich celková výdatnosť sa odhaduje na 70—100 l/sec. Podobne je to aj napr. vo Vyšných Ružbachoch a Dudinciach. Nakoľko termálne a vôbec minerálne vody predstavujú nerastnú surovinu, urobil som aj výpočet *úžitkovej teploty*. Rozumieme pod tým skutočnú teplotu vody, zmenšenú o priemernú ročnú teplotu vzduchu (pre Slovensko za obdobie 1901—1950 činí 6,93 °C; pre jednoduchosť počítame 7 °C). Ďalej sme vypočítali *tepelnú úžitkovosť zdroja*, ktorú predstavuje množstvo vody v litroch za hodinu, vynásobené úžitkovou teplotou termy. Jej ukazovateľom je [kcal./hod.]. Tepelnú úžitkovosť sme vypočítali u jednotlivých lokalít pre každý prameň zvlášť. V priloženej tabuľke sú len minimálne a maximálne teploty prameňov jednotlivých lokalít a ich celková známa výdatnosť (tab. na str. 132).

Pre porovnanie, koľko % predstavujú termálne vody Slovenska z celkového množstva termálnych vôd celej ČSSR, uvádzam aj bilanciu termálnych vôd Čiech (H y n i e 1963) a výpočet úžitkovej teploty a tepelnej úžitkovosti zdroja.

Č e s k é z e m e

Lokalita	Teplota vody °C		Výdatnosť l/sec.	Tepelná úžitkovosť zdroja kcal/hod.
	skutočná	úžitková		
Bohdanč	21,0	14,0	5,00	252.000,00
Čachovice	17,0	10,0	7,00	252.000,00
Jáchymov	27,0	20,0	2,00	144.000,00
Janské Lázne	29,6	22,6	10,00	813.600,00
Karlové Vary	70,0	63,0	33,96	7,702.128,00
Teplice v Čechách	29,0—43,0	22,0—36,0	42,00	5,123.520,00
Teplice na Morave	22,2—22,5	15,2—15,5	11,70	648.540,00
Ústí n/Labem	33,0	26,0	50,00	4,680.000,00
Veľké Losiny	27,0	20,0	1,00	72.000,00
Celkom:			162,66	19,697.788,00
ČSSR celkom:			655,79	67,044.761,00
Slovensko:			73,8 %	70 %
Čechy:			26,4 %	30 %

Z priloženej tabuľky vidieť, že na Slovensku vyviera zhruba 500 l/sec. termálnej vody, čo z celkového množstva termálnych vôd v ČSSR (zhruba 655 l/sec.) predstavuje 73,6 %, prepočítané na tepelnú úžitkovosť je to zhruba 47 mil. kcal.

Využitie termálnych vôd

Okrem bilancie som sledoval aj využívanie termálnych vôd Slovenska. Vôbec nevyužité lokality predstavujú 176,48 l/sec., teda zhruba 35 %; prepočítané na tepelnú úžitkovosť to činí zhruba 12 mil. 350 tisíc kcal. No ani ostatné lokality nie sú zväčša plne využité; najčastejšie sa využíva zhruba 50 % termálnej vody. Tak napríklad podľa údajov inž. Baníka z kúpeľnej jednotky Sliač, v Sklených Tepliciach sa z celkového množstva 15,87 l/sec. využíva len 9,52 l/sec. Toho času je v Sklených Tepliciach 100 postelí, pritom kapacita prameňov by zniesla ešte ďalších 500 postelí. Podobne je to napríklad v Bojniciach, Turč. Tepliciach, Trenčianskych Tepliciach, Dudinciach a ďalších kúpeľoch a lokalitách, nehovoriac o takých výskytoch ako sú Malinovec, Vyhne, Dolná Strehová a ďalšie, kde sú termy využívané len v letnej sezóne v otvorených kúpaliskách.

Celkove sú teda slovenské termálne vody veľmi nedostatočne využité na dané možnosti. Bude treba využívať ich nielen na liečebné, ale hlavne na rekreačné účely a budovať nielen otvorené letné bazény, ale aj zakryté — zimné bazény.

Možnosti získania nových zdrojov termálnych vôd

sú v podstate značné. Potvrdzujú to doterajšie výsledky prieskumu známych lokalít. Tak napríklad vo Vyšných Ružbachoch sa získalo nových cca 30 l/sec., v Piešťanoch 18 l/sec., v Dudinciach cca 20 l/sec., v Malinovci 10 l/sec., (H y n i e 1963), v Liptovskom Jáne cca 38 l/sec. (P o r u b s k ý 1959), v Bojniciach cca 12 l/sec. (U r b a n 1960) a v Lúčkach cca 17 l/sec. (M a h e ľ 1952).

Ďalšie zdroje možno získať z nádrží termálnych vôd. Potvrdzujú to aj doterajšie výsledky náhodne získaných teriem. Takto sa zistili termy v Kováčovej (25 l/sec.) a na ďalších vrtoch v Zvolenskej kotline, Šafárikove (27 l/sec.; O r v a n 1960), Patinciach (29 l/sec.; P o r u b s k ý 1960), Dolnej Strehovej, Slovenských Kľačanoch, Hámori a Ľuboriečke (spolu až 90 l/sec.). Na takéto možnosti poukazujú aj zistené straty krasových vôd v Malých Karpatoch pod Záhorskú nížinu a v Inovci do údolia Váhu (K u l l m a n 1964) a predpokladané straty napr. z Veľkej Fatry pod Zvolenskú kotlinu, Štiavnické pohorie a Turčiansku kotlinu, z Nízkych Tatier pod Liptovskú kotlinu, z Belanských Tatier, Stratenskej hornatiny a Galmusu pod Spišskú kotlinu, z Juhoslovenského krasu pod Rimavskú kotlinu, atď.

Dôležité je ujasniť si možnosti získania vôd teplejších, ako sú doteraz známe. Na známych pramenných lokalitách možnosti nie sú. Vieme, že pri vŕtaní vo výve-

rovom území sa získa teplota vyššia max. o 1—2 °C. Možnosti však sú pri zachytení teriem v najhlbších miestach nádrží, ktoré sú tvorené synklinálnymi ohybmi vrás (napr. Liptovská kotlina a iné) alebo zaklesnutými kryhami mezozoika (napr. Kováčová voči Sliaču). Ďalšie možnosti sa ukazujú v podloží terciéru Podunajskej nížiny a Záhorskej nížiny. Potvrdzuje to aj naftový vrt Lakšarská Nová Ves 2 na Záhorskej nížine, kde v mezozoických karbonátoch v podloží terciéru (v hĺbke 1900 m) bola zastihnutá termálna voda o teplote 80 °C a výdatnosti cca 2 l/sec. (ČND Hodonín, 1963.)

Nové zdroje o vysokých teplotách možno získať z terciérnych sedimentov, hlavne neogénnych piesčitých vrstiev. Poukazujú na to už spomenuté vrty v Dolnej Strehovej, Slov. Kľačanoch a Hámori, ale hlavne výsledky naftových vrtov. Tak napríklad na vrte Diakovce 1 v Podunajskej nížine boli z hĺbok 2500—3000 m zistené prelivy o výdatnosti do 1 l/sec. a ložiskovej teplote až 138 °C (D l a b a č — M i c h a l í č e k 1960). Dôležitým ukazovateľom pri vyhľadávaní v predpokladaných nádejných oblastiach sú anomálie v prirodzenom zemskom tepelnom poli. V tomto smere treba rozvinúť aj geofyzikálny výskum a prieskum.

Pozorovania režimov

Základné údaje pri hydrogeologickom výskume vôbec a hydrogeologickom výskume termálnych a minerálnych vôd zvlášť, sa získajú z trvalých a systematických meraní a pozorovaní výdatnosti, teploty a chemizmu vôd, teploty vzduchu, barometrického tlaku, zrážok a hladiny obyčajnej podzemnej vody a pod. Merania termálnych prameňov sa u nás značne zanedbávajú. Na Slovensku máme do 40 lokalít termálnych vôd; z toho sú trvale a hodnoverne merané 3 lokality (Piešťany, Trenč. Teplice, Bojnice). No, i tu sa tak stalo až po prekonaní najrozličnejších ťažkostí. Väčšina termálnych prameňov patrí rezortne Ministerstvu zdravotníctva, resp. Čsl. št. kúpeľom, ktoré ich využívajú ako liečivé zdroje. Hoci by vo vlastnom záujme mali vedieť koľko vody majú pramene, ktoré využívajú, nehovoriac o poznaní ich režimu, nebýva tomu tak. Často sa plánuje výstavba ďalších liečebných zariadení bez poznania presnej, alebo aspoň približnej výdatnosti prameňov a ich režimu. Preto medzi prvé naše úlohy patrí vybudovanie merných zariadení, resp. trvalých a pravidelných meraní a pozorovaní.

*

Na záver v krátkosti načrtnem návrh na postup ďalšieho výskumu a prieskumu termálnych a minerálnych vôd vôbec.

V I. e t a p e výskumných prác treba dokončiť registráciu minerálnych vôd, ktorú od roku 1958 robí GP Žilina (P. Tkáčik). Takto získame prehľad o skutočnom množstve minerálnych prameňov, o ich rozšírení, fyzikálno-chemických vlastnostiach, stave ich zachytenia a využitia, resp. o pozorovaniach.

V II. etape treba prikročiť k trvalým a systematickým meraniam a pozorovaniam režimu. Treba pritom pozorovať nielen pramene jednotlivých pramenných sústav, ale celej pramennej skupiny v rámci určitej pramennej oblasti. Výskum treba realizovať postupne podľa nádejnosti v určitých pramenných skupinách, ako napr. v Zvolenskej kotline, Liptovskej kotline atď. Pritom sa budú paralelne skúmať aj doteraz známe pramenné sústavy, napr. v Liptovskej kotline Lúčky, Vyšný Sliač, Liptovský Ján, vo flyšovom pásme Oravská Polhora a pod. Po dokončení tohto výskumu získame obraz o minerálnych vodách jednotlivých pramenných oblastí, napríklad o pásme centrálnych Západných Karpát, o flyšovom pásme atď. Okrem pozorovaní režimu, ktoré sú základom, sa uskutoční v tejto etape aj základné hydrogeologické mapovanie. Tu je nezbytná spolupráca s hydrogeológmi výskumu obyčajných vôd (napr. v pásme centrálnych Západných Karpát s hydrogeologmi výskumu krasových vôd). Tomuto musí predchádzať, prípadne súčasne s ním postupovať geologický a geofyzikálny výskum. Základný geologický výskum je na celom území Slovenska v mierke 1:200 000 dokončený (v mnohých územiach aj podrobnejší). V náväznosti na výsledky týchto prác budú sa situovať hydrogeologické vrty v ucelených pramenných skupinách a po nich v jednotlivých pramenných sústavách. Takýto postup umožní nám poznať režim termálnych a minerálnych vôd doteraz vyvierajúcich, ich pôvod v užšom zmysle, akumulácie, žriedelné štruktúry, zásoby atď. Tým dostaneme podklady pre získanie nových a dôkladné využitie terajších zdrojov.

Práce spadajúce do II. etapy uskutočňuje GÚDŠ, Bratislava v Hornonitrianskej kotline, Ipeľskej kotline a v pramennej skupine Kalinčiakovo—Santov—Malinovec—Dudince—Slatina, a to v úzkej spolupráci s geológmi a geofyzikmi základného výskumu. Táto spolupráca už priniesla významné výsledky pri výskume bojnických teriem, teriem v Chalmovej a Malých a Veľkých Bieliciach, Ipeľskej kotline a sčasti v Zvolenskej kotline (v poslednej sa zatiaľ uskutočnil len geologický výskum).

V III. etape by sa uskutočnil podrobný prieskum jednotlivých pramenných sústav a skupín a zachytávacie vrty; realizuje ich GP Žilina. Posledné dve etapy sa uskutočnia súčasne v rámci celého Slovenska, pritom by sa však v jednotlivých pramenných sústavách a skupinách uskutočňovali za sebou, príp. by sa vzájomne prelínali. Pri týchto prácach by sa súčasne spresňovali a doplňovali dočasné ochranné pásma a opatrenia.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1941: Geologické odôvodnenie vymedzenia ochranného pásma pre minerálne pramene bojnických kúpeľov. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Böhm V., 1961: Stručná charakteristika hydrogeologických pomerov Maďarskej ľudovej republiky. Acta Geologica et Geographica universitatis Comenianae, Geologica Nr. 7, Bratislava. — [3] Dlabač M. — Michalíček M., 1960: Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a plynů

v Malé dunajské nížině. Hydrogeologie Podunajské nížiny. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] Ďurovič R. J., 1960: Definicija i klasifikacia termalnih termo-mineralnih i mineralnih voda. Beograd. — [5] Franko O., 1959: Návrhy na dočasné ochranné pásma pre kúpele a žriedla Slovenska, patriace pod Povereníctvo zdravotníctva. Rukopis; Geofond Bratislava. — [6] Franko O., 1961: Pôvod CO_2 v Juhoslovenskej uholnej pánve a možnosti odplyňovania. Sborník referátov prednesených z príležitosti Dní výmeny skúseností vo Veľkom Krtíši. Výskumné vývojové stredisko pre hnedé uhlie, Prievidza. — [7] Franko O., 1962: Minerálne vody vo Vysvetlivkách ku generálnym geologickým mapám Slovenska. Listy Nové Zámky, Rimavská Sobota, Žilina. Geofond — Vydavateľstvo, redakcia Bratislava. — [8] Franko O., 1962: Minerálne vody Juhoslovenskej uholnej pánvy. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] Franko O., 1963: Niektoré hydrogeologické poznatky z výskumu minerálnych vôd. Geologické práce, Zošit 64, Bratislava. — [10] Franko O., 1963: Minerálne vody vo Vysvetlivkách gu generálnym geologickým mapám Slovenska. Listy Nitra, Trebišov, Vysoké Tatry, Zvolen. — [11] Franko O., 1963: Dôvodová zpráva pre zmenu „Dočasných ochranných pásiem bojnických liečivých termálnych vôd" — uvoľnenie uholnej substancie pre závod: „II. etapa bane Mládeže". Rukopis; Geofond, Bratislava. — [12] Gazda S., 1963: Hydrogeochémia podzemných vôd oblasti Bojnice—Nováky. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [13] Henzel J., 1951: Balneografia Slovenska. Bratislava. — [14] Hynie O., 1953: Hydrogeologický posudek o termálních zřídlech v lázních Bojnicích, se zvláštním zřetelem k ochraně zřídel před účinky dolování v uhelné pánvi v okolí Novák. Rukopis; Archív Ministerstva zdravotníctva, Praha. — [15] Hynie O., 1963: Hydrogeológie ČSSR II — Minerální vody. Praha. — [16] Janák J., 1959: Úloha iontové rovnováhy při tvorbě a metamorfóse přírodních vod v sedimentárních oblastech. Geologické práce, Zprávy 15, Bratislava. — [17] Jakubec L. — Porubský A., 1960: Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum pre vodné dielo Nagymaros. Rukopis; Geofond, Praha. — [18] Kubáň T., 1963: Hydrogeologický prieskum na stanovenie ochranného rajónu termálnych žriedel v Piešťanoch. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [19] Kullman E., 1961: Vápencovo-dolomitické komplexy a ich vzťah k podzemným vodám. Geologické práce, Zprávy 22, Bratislava. — [20] Kullman E., 1964: Bilancia podzemných vôd južnej časti Považského Inovca. — [21] Kullman E., 1964: Špecifické odtoky podzemných vôd Západných Karpát a možnosti ich využitia na riešenie základných hydrogeologických otázok. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [22] Kullman E., 1964: Krasové vody Slovenska a ich hydrogeologický výskum. Geol. práce, Zprávy 32, Bratislava. — [23] Ložek V., 1962: Aké zmeny prekonala príroda Hornej Nitry v najmladšej geologickej minulosti. Vlastivedný sborník Horná Nitra I., Stredoslovenské vydavateľstvo v Banskej Bystrici. — [24] Maheľ M., 1946: Geologický posudok termálnych prameňov a „Jazierka" v Bojniciach. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [25] Maheľ M., 1952: Hydrogeologický posudok Modrokamenskej hnedouholnej oblasti. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [26] Maheľ M., 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce ŠGÚ, Bratislava. — [27] Moret L., 1946: Les sources thermominerales. Editeurs 120, Barch St. Germain, Paris. — [28] Orvan J., 1960: O pôvode minerálnych vôd v Šafárikove. Geologické práce, Zprávy 17, Bratislava. — [29] Ovčinikov A. M., 1958: K rozvoju hydrogeológie na Slovensku. Technické noviny, Bratislava. — [30] Ovčinikov A. M., 1958: Štúdium liečivých minerálnych vôd Slovenska. Technické noviny, Bratislava. — [31] Porubský A., 1959: Hydrogeologický výskum minerálnych prameňov v Lipt. Jáne. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [32] *Hydrometeorologický ústav, Praha;* 1960: Podnebí Československé socialistické republiky. Tabuľky. — [33] *Problemy geotermii i praktičeskogo ispolzovanija tepla zemli,* tom I—II. Izdavateľstvo akademii nauk SSSR, Moskva 1959. — [34] Tkáčik P., 1963: Trenčianské Teplice — režimné pozorovanie prameňov termálnej vody. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [35] Urban K., 1960: Bojnice — zpráva o štruktúrnom hydrogeologickom prieskume okolia kúpeľov. Rukopis; Geofond, Bratislava.

ONDREJ FRANKO

ZUR FORSCHUNG DER THERMALWÄSSER IN DER SLOWAKEI

Die Tschechoslowakei gehört mit ihren zahlreichen Naturquellen der Thermal- und Mineralwässer zu den „Kurortgrossmächten" mit ihren bis dato 1306 registrierten Mineralquellen, davon 924 auf dem Gebiet der Slowakei. Damit beträgt der Anteil aller Quellen in der Slowakei bis 70 % (Gesamtfläche der Slowakei gegenüber der ČSSR beträgt 38,33 %), bei den Thermalquellen sogar bis zu 80 %.

Leider hat man bisher diesem grossen Naturschatz weder fachmännisch, noch wirtschaftlich die notwendige und verdiente Aufmerksamkeit gewidnet. Erst in den letzteren Jahren hat man mit systematischen hydrogeologischen Forschungen der Thermal- und Mineralquellen begonnen.

In diesem Artikel sind die bisherigen Erkenntnisse zusammengefasst. Wir stützen uns dabei auf die M. Maheľs (1952) Arbeit wie auch neuere Forschungen von O. Hynie (1963) und anderer Autoren.

Thermalwässer der Slowakei sind fast ausschliesslich an die durch die alpine Faltungs- und Bruchtektonik gestörte kalk-dolomitische Komplexe des westkarpatischen Mesozoikum gebunden. Vom genetischen Standpunkt aus handelt es sich um vadose, geothermale Wässer (juvenil im breiteren Sinne).

Am Beispiel des Badeortes Bojnice setzt sich der Verfasser mit verschiedenen Problemen der Durchforschung der Thermal- und Mineralwässer auseinander und knüpft dabei auch auf eigene Studien im Kessel von Ipeľ (Südslowakisches Kohlenbecken), Zvolen und Oberneutra-Tal an. In diesem Zusammenhang behandelt er vor allem das Problem des Ursprungs der Thermalwässer (Metamorphose der Wässer), mit Temperatur der Thermalwässer, deren Aufstiegswegen, Akkumulation, mit Infiltrationsgebieten, mit dem Regime und Thermalwasservorräten.

In Bojnice (Oberneutra-Tal) fliessen Thermalwässer aus den paläogenen flyschoiden Gesteinen. Es handelt sich um „Akratothermen" Kalcium-Magnesium-Bicarbonat-Sulfatar-Types mit Mineralisation von 620—760 mg/L. und mit dem CO_2 Gehalt von 15 bis 200 mg/L. Temperatur einzelner Quellen beträgt 23,5 bis 46,5 °C, Ausgiebigkeit einzelner Quellen bewegt sich zwischen 0,21 L/sec. und 13,69 L/sec., die Gesamtkapazität aller Quellen beträgt 39 L/sec.

Thermalquellen sind an zwei Linien konzentriert, die durch Richtungsbrüche (NE—SW) bedingt sind. Auf die östlich liegende Linie sind Thermen bis zu 45—46,5 °C Wärme konzentriert, auf die westlichere etwa 23,5 und 36 °C.

Im Zusammenhang mit dem Studium *des Ursprungs der Thermalwässer* haben wir vor allem in Bojnice manche wertvolle Erkenntnisse erworben.

Mit Hilfe der Bohrungen konnte man feststellen, dass die aus dem liegenden Mesozoikum über die paläogenen flyschoiden Ablagerungen fliessenden Thermen (etwa 100 m mächtig) sind um $Na^{\cdot}$ Ionen zu Lasten der $Ca^{\cdot\cdot}$ Ionen bereichert. Der Ursprung der SO_4'' Komponente in den Thermalwässern aus den kalk-dolomitischen Komplexen ist etwa in den Werfen-Schichten zu suchen. Ein Teil davon stammt in Bojnice aus dem Pyrit, der sich in den paläogenen Sedimenten befindet. Thermalwässer von Bojnice enthalten auch ziemlich hohen Kieselsäure-Gehalt (bis 38,4 mg/L), die offensichtlich aus den kristallinen Gesteinen stammt.

Welche Wässer und in welchem Verhältnis sich an der Bildung der Thermen von Bojnice beteiligen, ist noch schwerer zu lösen als Probleme der Metamorphose. In Bojnice konnte man feststellen, dass sich auf der Bildung der Thermalwässer auch Wasser aus den eozänen basalen dolomitischen Brekzien beteiligt, allerdings — wie es beim chemischen Studium bewiesen wurde — nur der kälteren Wässer auf der westlichen Linie. Der Unterschied zwischen beiden Typen äussert sich beim Verhältnis der $Mg^{\cdot\cdot} / Ca^{\cdot\cdot}$ Komponenten. Bei den wärmeren Wässern dominiert Kalk, bei kälteren $Mg^{\cdot\cdot}$ (stammt aus den basalen dolomitischen Brekzien; Gazda 1963).

Zu den wichtigen Problemen gehört auch *Temperatur der Thermalwässer,* die auf die

Umlaufstiefe hinweist. Allerdings muss man dabei die geothermische Tiefenstufe nicht nur der mesozoischen, sondern auch der Deckschichten — d. h. des Paläogen und Neogen kennen, durch welche die Wässer zur Oberfläche gelangen. Am Rande der Wasserquellen beträgt sie 6,02 bis 7,06 m. Auf Grund dieser Anomalie sind wir der Meinung, dass die geothermische Tiefenstufe am besten ausserhalb der Quellengebiete bestimmt werden kann.

Dass auch die geothermische Tiefenstufe der Deckschichten von grosser Wichtigkeit ist, konnten wir uns im Falle von Dolné Strháre (Südslowakisches Kohlenbecken) überzeugen. Da hat man durch Bohrung M-4 in den helvetischen „produktiven Sandschichten" in der Tiefe von 520 m Thermalwasser bis 36 °C warm angebohrt. Anfangs hat man angenommen dass es aus dem Mesozoikum stammt (M a h e l 1952). Mit Hilfe der festgestellten geothermischen Tiefenstufe und der chemischen Analysen der Thermal- und der kalten Wässer aus denselben Ablagerungen zeigte es sich, dass sie aus den Helvet-Schichten stammen. Thermalwasser von Štúrovo (angebohrt in der Tiefe 93 m) mit Temperatur von 41 °C stammt einwandfrei aus dem Mesozoikum (M a h e l 1952).

Der Abkühlung des Thermalwassers muss man auch entsprechende Aufmerksamkeit widmen. Im allgemeinen werden Thermen einerseits bei Zusammenmischen mit kühleren Wässern der Deckschichten, anderseits während des langsamen, komplizierten Aufstiegs durch Klüfte der Deckschichten abgekühlt. Aber im Bojnice hat man an einer tektonischen Störung (am Kontakte des Mesozoikum mit Paläogen) auch Zuflüsse bis zu 8,9 L/sec. mit Temperatur von 32,5 °C gefunden, während die Maximaltemperatur der Thermen 46,5 °C beträgt. Diese Tatsache deutet auf die Abkühlung der Thermen noch während des Aufstiegs im Mesozoikum durch die Grundwässer der höheren Horizonten hin.

Zu weiteren Forschungsproblemen gehört auch die *Bestimmung der Aufstiegswege und „Umsiedlung" (Wanderung) der Quellen*, und zwar durch Analysen der aktiven Quellen und der älteren verscholenen Quellen. Mit Hilfe solcher Studien konnten wir in Bojnice beweisen, dass die Thermen nicht auf dem N—S Hauptbruch, der den Raum von Bojnice vom Oberneutra-Tal trennt, sondern auf den NE—SW Längsbrüchen zwischen Dubnica und Bojnice emporsteigen. Die erstere, falsche Ansicht hat sich auf Travertinvorkommen längs des Hauptbruches gestützt (A n d r u s o v 1941; M a h e l 1952; H y n i e 1953). Inzwischen aber hat es sich gezeigt, dass Travertin da nur einsame isolierte Körper bildet, welche an die Querstörungen (NE—SW) gebunden sind. Dem Alter der Travertine nach (L o ž e k 1962) haben die Thermalwässer etwa zwischen Pliozän und Pleistozän angefangen emporzusteigen; ihre Quellen verschieben sich von NE nach SW. Danach sind Travertine im Zoo die ältesten, die Quelle im Jazero (See) ist die jüngste (stammt aus Holozän).

Auch *die Akkumulation der Thermalwässer* hat grosse praktische Bedeutung, obwohl die Ansichten über dieses Problem manchmal verschieden sind. So nimmt M a h e l (1952) an, dass die Faltenstrukturen die Bildung der starken zentralisierten Wasserbehälter, bzw. umfangreicher Wasser führenden Horizonten unterstützen. Nach O. H y n i e (1963) stellen die geothermalen Wässer eigentlich Ströme von Mineralwässern dar, die an hydrogeologische Strukturen der gewöhnlichen Wässer angeschlossen sind. Nach A. M. O v č i n i k o v (1958) bilden sie auch Horizonten mit artesischem Wasser. Nach unseren Erkenntnissen existieren in der Umgebung von Bojnice in den kalk-dolomitischen Komplexen Thermalwasser-Ströme, welche an die tektonischen Störungen, bzw. Störungszonen gebunden sind.

Die *Infiltrationsgebiete* hat man bisher vielmehr nur auf Grund des geologischen Baues der betreffenden Gebiete vorausgesetzt, ohne sie auch praktisch zu beglaubigen. Nun aber, wo die Bestimmung der spezifischen Abflüsse zur Lösung gelangte (K u l l m a n 1961, 1964), wird man auch die Frage der Infiltrationsgebiete mit Hilfe der Analogie bei Anwendung der Werte der spezifischen Abflüsse leichter lösen können.

So z. B. konnte Kullman feststellen, dass im südlichen Teil des Gebirges Inovec nicht Karbo-

nate der Hüllenserie (die zu kleinen Umfang haben, um die Thermen von Piešťany speichern zu können), sondern Karbonate der Krížna-Einheit als Infiltrationsgebiet der Thermen von Piešťany anzusehen sind. Mit Hilfe der „Anwendungsmethode" konnte man auch zur Ansicht gelangen, dass nur ein Teil der Grundwässer aus dem bisher vorausgesetzten Infiltrationsgebiet stammt, während die überwiegende Mehrheit der Wässer aus dem liegenden Mesozoikum des Oberneutra-Tales kommt.

Im weiteren beschäftigt sich der Verfasser mit dem *Regime der Thermalwässer in Beziehung zu den klimatischen Faktoren und zu den Flachbehältern der kalten Grundwässer.* Dabei ist es notwending die Ausgiebigkeit der Quellen in Beziehung zu den Niederschlägen nicht nur im Quellen- sondern auch im Infiltrationsgebiet zu verfolgen. In diesem Zusammenhang ist auch festzustellen, wie lange dauert die Übertragung des Wasserdruckes aus dem Infiltrations- ins Quellengebiet, durch den der Spiegel der Wasserquellen beeinflusst ist. Im Laufe dieses Prozesses kommt es zum gewissen Druckverlust, und zwar infolge des Widerstandes beim Verhältnis „Gestein — Wasser" und dadurch auch zur gewissen Zeitverspätung, die man berücksichtigen muss.

In der Slowakei sind etwa 40 Fundorte der Thermalwässer mit Gesamtausgiebigkeit von etwa 500—600 L/sec., in Böhmen und Mähren etwa 160 L/sec. Die „Nutztemperatur" der Thermen (die wirkliche Wassertemperatur gekürzt um die durchschnittliche Jahrestemperatur der Luft) beträgt in der Slowakei etwa 47 Milionen kcal, die der tschechischmährischen Gebiete etwa 20 Mil. kcal. (siehe Tabellen auf S. 132 u. 133).

Zum Schluss schlägt der Verfasser den Plan der weiteren Forschung auf diesem Gebiet vor, den er in drei Etappen einteilt. In der erste Etappe (die jetzt verläuft) ist die Registrierung aller Mineralquellen zu beenden. In der zweiten Etape soll man die regelmässigen systematischen Messungen und Beobachtungen aller Quellen und auch Quellengruppen im Rahmen bestimmter Quellenrayone einführen. Anfangen soll man mit perspektiven Rayonen. In dieser Etappe sollte man auch die hydrogeologische Kartierung durchführen. In der dritten Etappe wird dann die eingehende Durchforschung einzelner Quellensysteme und der perspektiven Gebiete (auch unter Anwendung der Sammelbohrungen) durchgeführt. Die Arbeiten der zweiten und der dritten Etappe werden gleichzeitig in der ganzen Slowakei durchgeführt und durch die Bestimmung der Schutzzonen ergänzt.

Der Arbeit ist eine Übersichtskarte der wichtigeren und grösseren Thermal- und Mineralquellen der Slowakei beigefügt.

TOMÁŠ KUBÁŇ

VPLYVY VODNÉHO DIELA MADUNICE NA TERMÁLNE PRAMENE V PIEŠŤANOCH

Existencia sírnych sadrových horúcich vôd s teplotami 40—70 °C a sírneho rádioaktívneho termálneho bahna v Piešťanoch úzko súvisí s režimom vody vo Váhu. Za nízkych stavov vody vo Váhu tvorilo sa v mŕtvych ramenách pri výveroch teriem liečivé bahno, odplavované za povodní. Po každej väčšej povodni boli prírodné vývery teriem zanášané pieskom, štrkom a hlinou tak, že kúpele na krátku dobu zanikali.

Predmetom tohto príspevku je opísať v krátkosti vplyv Váhu na termy v minulosti, aby sme lepšie pochopili a posúdili najnovšie hydrotechnické zásahy, ktoré sledujú energetické využitie vážskych vôd vodným dielom Madunice, popri súčasnom zachovaní, resp. zlepšení prírodného prostredia s liečivým bohatstvom teriem.

Vodné dielo Madunice pozostáva z vodnej nádrže na Váhu „Sĺňava", z hati pri Drahovciach, z prívodného kanála a hydrocentrály pri Maduniciach a odpadového kanála hydrocentrály, ktorý vyúsťuje do Váhu nad železničným mostom pri Hlohovci. Na ochranu piešťanských termálnych liečivých vôd a bahna slúži dolná a horná hať na Obtokovom ramene a podzemný odvodňovací dren pozdĺž ľavostranného brehu nádrže medzi termálnym kúpaliskom Eva a mostom. Vodná nádrž na Váhu „Sĺňava" zaberá asi 4 km^2 veľkú plochu v bývalom regulovanom vážskom koryte a v inundačnom území na J od Piešťan. Vzdutá hladina piešťanskej vodnej nádrže naväzuje bezprostredne nad Kolonádnym mostom na odpadový kanál hydrocentrály Horná Streda, a v regulovanom koryte Váhu vzdutie siaha po celej dĺžke Kúpeľného ostrova až za hornú hať na Obtokovom ramene.

V profile Kolonádneho mosta bola stanovená trvalá kóta vzdutia 158,00 m n. m., špičková hladina (s denným intervalom 3 hod.) na 158,50 m n. m., priemerná dlhodobá hladina vody bola na 157,00 m n. m., v Obtokovom ramene 156,94 m n. m. Maximálny rozdiel medzi hladinou Váhu a ramena za povodní bol 40 cm, hladina v ramene má sa udržovať oboma haťami na kóte 157,20 m

* Autor medzičasom zomrel.

n. m.; počas povodní (nad kótu 159,00 m n. m.) má sa dolná hať otvoriť, aby sa umožnila sedimentácia nového bahna, vyrovnala hladina a tak sa zlikvidoval hydrostatický tlak medzi oboma tokmi.

14. januára 1960 voľný prietok Váhu bol zastavený haťou v Drahovciach, hladina Váhu v profile Kolonádneho mostu vystúpila trvale o 100 cm, špičkove o 150 cm. Vytvoril sa tak nový hydrologický režim trvalej (umelej) povodne, ktorý v minulosti nemal obdoby. Do r. 1960 priemerná dĺžka povodňovej vlny nad kótou 158 m n. m. trvala 3—7 dní, len zriedka 15 dní. Vysoké vodné stavy na Váhu nasledovali obvykle po niekoľkomesačných obdobiach sucha, preto sa nepriaznivý vplyv Váhu na režim termálnych vôd tlmil v štrkopiesčitých náplavoch už v brehovej zóne Kúpeľného ostrova. Problém priesakov štrkopiesčitých náplavov a v neogénnych žriedelných štruktúrach je veľmi zložitý, čo sa ukázalo plne až po uvedení vodného diela Madunice do prevádzky.

Hydrogeologické pomery

Vodná nádrž Sĺňava predstavuje zemnú sypanú hrádzu, na dne ktorej sú povodňové hliny (10—170 cm) a vážske štrkopiesky. Hliny boli miestami úplne odplavené Váhom, a preto netvoria súvislé vodotesné podložie. Vývoj vážskeho koryta v oblasti Piešťan bol ešte do r. 1935 pod modelujúcim vplyvom tzv. divočenia Váhu, ktorý po každej väčšej povodni menil svoje koryto a devastoval široký pás privážskej roviny. Hrúbka štrkopiesčitých náplavov v podloží vodnej nádrže sa pohybuje od *6—8 m* (maxim. 10 m). Báza štrkov a pieskov je značne zaílovaná; len miestami sú štrky slabo tmelené kaolinickým tmelom, takže tento asi 3—5 m hrubý horizont je relatívne menej priepustný ako nadložné štrky. Potvrdili to aj sondážne práce na Kúpeľnom ostrove. Priepustnosť vážskych sedimentov sa značne mení vertikálne i horizontálne podľa miestnych geologických pomerov.

Koeficient priepustnosti *(k)* sa sledoval dlhodobými čerpacími pokusmi v 23 prieskumných studniach a pohybuje sa od 0,0411 m/sek. až 0,000333 m/sek. (v priemere 0,005 m/sek.). Cez priepustné štrkové a piesčité podložie pod zemnými hrádzami presakuje voda do otvorených rigolov, zarezaných do rastlého terénu do hĺbky 130—180 cm na vzdušných stranách hrádzí. Krátko po napustení nádrže objavilo sa v odvodňovacích rigoloch niekoľko výdatných výverov. Pri Ratnovciach na ľavej strane hrádze za rigolom väčšie priesaky podmáčali priľahlé polia a lúky. Počas štvorročnej prevádzky vodného diela sa priesaky utlmili a zastavili postupným zanášaním dna nádrže splaveninami a povodňovým kalom. V oblasti Kolonádneho mosta je tento prirodzený utesňovací proces čiastočne ovplyvnený prúdením vody z odpadového kanála od hydrocentrály Horná Streda a kolísaním plytkej hladiny vody vo Váhu počas špičkovej prevádzky hydrocentrály v Maduniciach. Takéto prirodzené samoutesňovanie dna a brehov nádrže Sĺňava v oblasti Kúpeľného ostrova je veľmi dôležité pre piešťanské termy a pre tvorbu liečivého bahna.

Súvislé podložie vážskych štrkov tvoria neogénne sedimenty: zlepence, pieskovce, piesky, piesčité íly a pestré íly, ako celok prakticky nepriepustné. Obeh pod-

zemných vôd sa obmedzuje len na pukliny, zlomové štruktúry. Hrúbka neogénu na Kúpeľnom ostrove je asi 150—200 m; jednotlivé vrstvy majú lavicovitú odlučnosť s miernym sklonom (do 5°) na západ.

Žriedelnú štruktúru tvorí systém pozdĺžnych zlomov, sledujúcich západné úpätie Inoveckého pohoria a priečnych zlomov (smeru V—Z). V odkrytej základovej špáre pre dolnú hať na Obtokovom ramene r. 1958 boli pozorované drobné výtery termálnej sírovodíkovej vody vo zvislých priečnych zlomoch, prenikajúcej zlomovými otvormi z bazálnych polôh druhohôr, kde získava geotermickú teplotu a minerálne látky. Umele zachytené termálne vody v neogénnych bazálnych akumuláciách vytekajú z vrtov nad terén do výšky 150—200 cm ako artézsky termosifón. V prírodných výveroch a v plytkých studniach Trajan, Pro Patria, Torkoš a Krato, ktorých dná končia v štrkopiesčitých náplavoch Váhu (4—8 m), artézsky pretlak vody je tlmený obyčajnou kvartérnou vodou, s ktorou sa mieša a vytvára po širokom obvode termalizovaný prúd vody na Kúpeľnom ostrove. Len v oblasti najmohutnejších výverov, v tzv. termálnom centre pozdĺž zlomov vyzdvihnutej kryhy neogénu, vzdúva sa hladina teriem asi o 50 cm nad úroveň obyčajnej vážskej infiltrovanej vody a vytvára tak známu „termálnu klenbu", typickú pre Piešťany.

Do r. 1955 pre kúpeľnú prevádzku slúžili iba plytké studne. V r. 1955 boli navŕtané hlboké studne V-1 a V-4a, ktoré po zabudovaní dávali na prelive cez hranu pažnice 13 l/sek. až 70 °C horúcej vody. Obsah liečivého sírovodíka bol až 10 mg/l, v plytkých studniach Trajan a Pro Patria len 2,5—3,5 mg/l. Teraz viac ako polovicu spotreby termálnej vody môžu kryť navŕtané hlboké studne, ktorých výdatnosť stúpla vhodnou manipuláciou dolnej hate na 18 l/sek. Oba vrty poskytujú nemiešanú originálnu termu s lepšími chemickými a fyzikálnymi vlastnosťami. V budúcnosti sa budú využívať originálne termálne vody z ďalších hlbokých vrtov na báze neogénu. Tým sa vylúčia nepriaznivé vplyvy Váhu a chladných kvartérnych vôd vo vážskych štrkových a piesčitých náplavoch. S ohľadom na svetovú povesť piešťanského bahna a prirodzených bahnísk, založených priamo na výveroch termálnych vôd s prirodzeným piesčitým a bahnitým dnom na štrkovitých náplavoch, je nutné zachovať a chrániť aj režim teriem v plytkých kvartérnych náplavoch. Boj s Váhom o zachovanie optimálneho režimu teriem v Piešťanoch má zaujímavú minulosť a od r. 1958 zásluhou vplyvu vodného diela Madunice aj mnohé problémy.

Náčrt vplyvov Váhu a výsledky výskumov

Už zo začiatku 16. storočia zachovali sa mnohé doklady o vplyve Váhu na termy, ktorý často zničil nielen kúpeľné objekty, ale aj celú pramennú oblasť, aj s liečivým bahnom. Za posledných 400 rokov bolo 42 väčších povodní, pri ktorých zanikali kúpele na dobu 5—40 dní, zriedkavejšie až na 7—10 mesiacov v roku. Termálne pramene boli z času na čas zanesené štrkom, pieskom, hlinou a povodňovým bahnom. Váh v oblasti Piešťan divočil, často menil svoje koryto (doklady o tom sú v piešťanskom múzeu).

O tomto sťahovaní a prekladaní koryta Váhu je viac písomných dokladov, máp a kresieb; podľa nich posledné a definitívne sťahovanie Váhu bolo koncom 18. storočia, kedy zaujal v hrubých rysoch terajšiu polohu. Zo starého koryta Váhu zostalo len dnešné mŕtve rameno, ktoré najnovšou reguláciou Váhu bolo predĺžené a upravené tak, aby vyhovovalo prevádzke kúpeľov i celkovej vodohospodárskej koncepcii využitia Váhu a ochrane hospodárskych rajónov. Takto

upravené staré koryto stalo sa základňou pre tvorbu a využívanie tzv. natívneho liečivého bahna, ktoré po vyťažení z koryta dozrieva v termálnom zrecom bazéne. Sondážnymi prácami bolo objavené pokračovanie mŕtvych vážskych ramien aj na Kúpeľnom ostrove a za Obtokovým ramenom smerom k obci Banka. Tu sú však zakryté neskoršími vážskymi nánosmi štrku a povodňových hlín. Striedavé vývery teriem na rôznych miestach Váhu považovali niektorí pozorovatelia v minulosti za sťahovanie prameňov.

Posledná povodeň, ktorá zničila nielen kúpele a pochovala pod mocné štrkové náplavy aj termálne pramene, bola 26.—29. augusta 1813. Odolali jej len 3 budovy z celých Piešťan: kostol, kláštor a kúpeľný hostinec. V oblasti vývervov termálnych prameňov bola naplavená hrubá štrková lavica, dnešná základňa Kúpeľného ostrova. Staré vážske rameno odbočovalo od hlavného toku v miestach terajšieho termálneho kúpaliska Eva. Ešte pred výstavbou Starých (Napoleonských) kúpeľov bol ostrov obsypaný proti záplavám zemnou hrádzou a s Piešťanmi bol spojený dreveným mostom. Počas regulácie Váhu v Piešťanoch bola zasypaná časť starého ramena pri kúpalisku Eva a vtoková časť Obtokového ramena bola posunutá na sever asi o 1,2 km proti prúdu od Kúpeľného mosta. Týmto sa pôvodná plocha Kúpeľného ostrova zväčšila asi 3-násobne.

Hoci po obvode Kúpeľného ostrova boli vybudované vysoké stabilné ochranné hrádze, dochádza k záplavám ešte stále za povodní nad kótu 159,50 m n. m., a to cez netesnú kanalizáciu na Kúpeľnom ostrove spätným prúdením z Váhu. Počas takýchto záplav kúpeľné objekty bývajú mimo prevádzky. Posledné takéto záplavy boli za povodní v rokoch 1958 a 1959.

Väčším problémom sú však *vplyvy vnútorné*, súvisiace s režimom obyčajných plytkých podzemných vôd, ktoré prúdia v štrkovitých priepustných vážskych náplavoch a sledujú režimy vôd vo Váhu a v Obtokovom ramene. Po vyše 4-ročnej nepretržitej prevádzke vodného diela Madunice mohli sme tieto problémy sledovať a predpoklady konfrontovať so skutočnosťou.

V rokoch 1932—1955 sa sústavne sledoval režim povrchových vôd vo Váhu, v Obtokovom ramene a hydrologických sondách na Kúpeľnom ostrove v priľahlom rajóne. Inž. Ľ. Fabián zhodnotil tieto výsledky (r. 1956) a jeho zpráva slúžila ako podklad pre vypracovanie projektu ochranných stavieb na Kúpeľnom ostrove. Najdôležitejšie uzávery tejto zprávy sú:

a) v oblasti termálnej studne Trajan existuje na ploche asi 350 m^2 tzv. termálne centrum vývervov, v ktorom teplo termálnej vody neklesá ani za katastrofálnych povodní pod 40 °C (superpozícia termálnej vody asi 50 cm nad úrovňou obyčajnej kvartérnej vody, tzv. termálna klenba);

b) termálna klenba zaniká, t. j. výrony termy splývajú s prúdom obyčajnej kvartérnej vody už pri hladine nad 159,00 m n. m.;

c) počas vysokých stavov vody vo Váhu a v Obtokovom ramene stúpa teplota teriem v centre vývervov, kým v okrajových oblastiach sa ochladzuje; rozdiel hladín medzi Váhom a Obtokovým ramenom pri priemernom stave na kóte 157,00 m n. m. je 6 cm, za povodní max. až 40 cm;

d) hladina v sondách reaguje na zmeny hladín vo Váhu rôzne, v rozpätí 2—15 hodín, ba až 3 dni, alebo vôbec nereaguje. Žiaľ tento výskum sa opieral len o riedku sieť pozorovacích sond do terénu plytko zarazených, bez filtračného obsypu. Všetky povodňové stavy v porovnaní s terajšou vodnou nádržou boli veľmi krátke a preto nemohli poskytnúť podklady pre uzávery v prípade trvalého ovplyvnenia terénu.

Výsledky modelových skúšok s pokusnými hladinami vzdutia v nádrži na kótach 158,00 m n. m., 158,50 a 158,70 m n. m. ukázali, že: a) bez ochranných stavieb na Kúpeľnom ostrove termálna klenba splýva s obyčajnou vodou v štrko-

vých náplavoch a je strhovaná jej prúdom; b) podzemný systém drénov so spádmi dna proti prúdu na pravej strane Kúpeľného ostrova môže chrániť v hĺbke jeho založenia 157,00 m n. m. celú termálnu klenbu a termálne centrum až po výšku hladiny vody v nádrži po kótu 158,50 m n. m.; c) optimálna hladina pre Obtokové rameno bola stanovená na kótu 157,20 m n. m. Pri bežnej hladine 158,00 a špičkovej (cez 3 hodiny denne) na kóte 158,50 m n. m. zaručuje drén stabilnú hladinu vody na Kúpeľnom ostrove a to na kóte 157,50 m n. m. Účinnosť drénu sa počítala pre anizotrópne prostredie s priemerným koeficientom filtrácie $k = 5 . 10^{-3}$ m/sek.

Bývalým Ústavom stavebnej geológie v Žiline zisťoval sa koeficient filtrácie v 18 prieskumných studniach, založených do štrkopiesčitých náplavov a neogénnych sedimentov. V rokoch 1953—1958 bol celý kúpeľný areál dôkladne presondovaný 18 hlbokými štruktúrnymi vrtmi a asi 70 plytkými sondami, ukončenými na báze kvartérnych náplavov. Všetky sondy dodnes slúžia za pozorovacie hydrogeologické objekty. Boli zabudované s filtrom a v 9 z nich sú inštalované limnigrafy. Niektoré štruktúrne vrty navŕtali výdatné artézske termy s teplotou až 70 °C, a preto boli zabudované ako studne pre kúpeľnú liečbu (napr. V-1 a V-4a). Tak sa získali podklady o vlastnej štruktúre žriediel i o možnosti ich ďalšieho využitia. Preštudované boli aj zásoby liečivého bahna v Obtokovom ramene a smerom k obci Banka; problém recentnej tvorby bahna nie je zatiaľ doriešený.

Liečivé bahno, jeho tvorbu a liečivé účinky študujú niekoľkí kúpeľní lekári, po stránke chemickej a biochemickej pracovníci Výskumného ústavu balneologického. Chemické rozbory povrchových a podzemných vôd obyčajných a termálnych robil Geologický prieskum n. p. Žilina. Obsah sírovodíka sa sleduje denne (vo využívaných studniach) a dekádne v sondách kľúčových, t. j. takých, s ktorými sa počíta na kúpeľnú prevádzku. Od r. 1953 meria sa teplota a hladina vôd povrchových a podzemných, ich vzájomná závislosť v oblasti Kúpeľného ostrova i na jeho obvode.

Ochranné stavby

Na základe doterajších výskumných prác boli vybudované ochranné stavby: dolná a horná hať na Obtokovom ramene a pozdĺžny podzemný drén na ľavom brehu Váhu medzi termálnym kúpaliskom Eva a mostom. Systém drénov pozostáva z 5 samostatných ramien so spádom dna proti vode. Priemerná hĺbka dna drénov je na kóte 157,20 m n. m., je teda o 100 cm hlbšie ako hladina vody vo vážskej nádrži. Od dna drénov po nepriepustné neogénne podložie je ešte asi 6 m hrubá vrstva štrkových a piesčitých náplavov. Hlbšie založenie drénu nebolo možné pre nebezpečie drenáže termálnych vôd z Kúpeľného ostrova. Celková dĺžka drénov je 471 m; ich jednotlivé ramená vyúsťujú do zberného betónového kanála, založeného asi o 30—40 cm hlbšie. Zberný kanál prechádza zhybkou cez dolnú hať a pri Ratnovciach vyúsťuje do Váhu.

Drén odvádza infiltrované vážske vody z Ostrova a udržuje ich hladinu na predpokladanej kóte 157,50 m n. m. Za prevádzkových stavov hladiny 158,20 m n. m. v nádrži a 157,20 m v Obtokovom ramene je mierny spád hladín vody od drénu po breh Obtokového ramena. Za vysokých vodných stavov nad kótu 158,80 m n. m. a po vyrovnaní hladiny aj v Obtokovom ramene spád hladín podzemných vôd smeruje k drénu. Drén je účinný proti vysokým vodným stavom v nádrži, ale pri normálnej prevádzkovej hladine v nádrži nad kótou vzdutia 158,00 m n. m. nechráni termálne centrum výverov, ani termálnu klenbu. Nemá totiž hlbinný dosah na infiltrované vážske vody, ktoré prúdia medzi drénom a nepriepustným neogénnym podložím ako pretlaková voda.

Obe hate na Obtokovom ramene udržiavajú optimálnu hladinu vody tak, aby tvorba liečivého bahna pokračovala prirodzenou cestou ako doteraz. Za vysokých vodných stavov obe hate chránia v koryte ramena sedimentované bahno proti odplavovaniu povodňou a vhodnou manipuláciou v dolnej hati umožňuje sa sedimentácia nového bahna za súčasného znižovania hydrostatického spádu hladín podzemnej vody na Kúpeľnom ostrove.

Princípy ovplyvnenia v rokoch 1960—1962

Terénne, laboratórne a modelové skúšky i komplexný výskum prírodných podmienok naznačovali priaznivé podmienky nielen pre ochranu termálnych prameňov a bahna, ale ich realizácia mala zlepšiť aj ich doterajší prírodný režim. Predpoklady sa však celkom nesplnili. Vplyvy vodného diela Madunice prejavili sa sčasti ako negatívny činiteľ. Na veľké prekvapenie podstatné zmeny nenastali v termálnom režime prameňov hneď po naplnení vodnej nádrže (14. 1. 1960), ale až v nasledujúcich rokoch (1961—1962). Geologický prieskum, n. p., Žilina od r. 1959 sleduje funkciu drénov a vplyv vodnej nádrže na termy. Problém ochrany termálnych prameňov a bahna je jedným z najťažších, pred ktorými naša kúpeľná hydrogeológia je v súčasnej dobe postavená.

Režim podzemných a termálnych vôd na Kúpeľnom ostrove t. č. intenzívne ovplyvňuje:

a) nepravidelné nárazové čerpanie termálnych vôd zo studní Trajan a Pro Patria (1,8—2,2 mil. litrov denne);

b) denná prevádzka vodného diela Madunice s kolísaním hladín v nádrži na kóte 158,00 až 158,50 m n. m.;

c) ťažba bahna v Obtokovom ramene pri súčasnom znížení hladiny až na kótu 156,70 m n. m. Nerovnomerná ťažba liečivého bahna na dne Obtokového ramena zvyšuje hydrostatický tlak vôd infiltrovaných z Váhu a Obtokové rameno pôsobí ako veľký prírodný drén na termálnu klenbu;

d) miešanie termálnych vôd, zachytených plytkými studňami v kvartérnych náplavoch (Trajan) s originálnou termou z hlbokých studní (artézske studne V-1 a V-4a);

e) netesná kanalizácia Kúpeľného ostrova a klimatické činitele. Zanášanie sond bahnom a pieskom i riedka sieť sond a ich rozmiestnenie skresľujú do značnej miery skutočný stav podzemných a termálnych vôd.

Denným meraním hladín a teplôt vôd v sondách, sírovodíka, ako aj geofyzikálnym rozborom podzemných vôd a zisťovaním ich mineralizácie v rôznych hĺbkach (r. 1961), resp. rozborom jednotlivých činiteľov dospeli sme za 3 roky prevádzky vodného diela Madunice k nasledujúcim uzáverom:

V štvrtohorných vážskych náplavoch poklesli teploty termálnych vôd v okrajových oblastiach pri Váhu priemerne o 10 °C oproti pôvodným teplotám pred výstavbou vodného diela (do r. 1958). V centre termálnej oblasti, v studni Trajan poklesli teploty o 6 °C; jej využiteľná výdatnosť poklesla z 1,8 m^3 na 1,3 m^3 za deň. Hladina podzemných vôd v štrkopiesčitých náplavoch stúpla o 50 cm, na kótu 157,50 m n. m. tak, ako predpokladal projekt. Superpozícia termálnej klenby zanikla a splynula s úrovňou hladiny podzemných vôd na Kúpeľnom ostrove. Centrum výverov termálnych vôd sa posunulo z oblasti Trajan k Obtokovému ramenu, kde vzniklo niekoľko nových tzv. blúdivých prameňov s teplotou až 60 °C. Teplota stúpla aj v sondách za ramenom smerom k Banke. Ťažba liečivého bahna v Obtokovom ramene zhoršuje utesnenie jeho koryta a umožňuje únik teriem z ostrova a tak sa stáva prirodzeným veľkým drénom teriem.

Trvale vzduté vody v nádrži o 120 cm ovplyvňujú (cez termálne vývery v štrkopieskoch) aj ich výstupové cesty a akumulácie v treťohorných sedimentoch. Svedčí o tom aj spomínané dlhodobé dosť progresívne ochladzovanie termálneho centra, ktoré činilo v r. 1960 len 0,5 °C, v roku 1961 už 2,5 °C a v r. 1962 2,8 °C. Posun termálneho centra k V pod svah Rádiového vrchu je dôsledkom hydrostatického tlaku chladných vážskych vôd na termálnu vodu v jej výstupnej geologickej štruktúre.

Podstatnou príčinou nepriaznivého vplyvu na termálne pramene je prúd podzemných vôd v poréznom priepustnom prostredí s priemerným spádom 105 cm medzi hladinou vody v nádrži a Obtokovom ramene na pomerne krátku vzdialenosť (30—190 m). Vybudovaný systém drénov nechráni centrum termálnych výverov, nemá hĺbkový drenážny dosah. Pod drénom v určitých úsekoch na premytých cestách prúdi voda smerom k Obtokovému ramenu pod tlakom a strháva do prúdu aj termálne vody.

Vo väčšine sond sa mení teplota vody, rýchlosť prúdenia a mineralizácia v jednotlivých horizontoch. Z vážskej nádrže smerom do centra termálnych výverov vybiehajú dva široké prúdy chladných vôd medzi Kolonádnym mostom a kúpaliskom Eva a v zúženom konci ostrova za Termiou. Počas 75-dňového čerpania vody zo základových jám pre drén v rokoch 1958—1959 stúpla v týchto úsekoch teplota podzemnej vody až o 20 °C a po napustení nádrže náhle poklesla na pôvodnú a nižšiu teplotu. Zrejme tu existujú určité premyté a priepustné priestory, ktoré citlivo reagujú na zmeny hladiny a teploty vody vo Váhu a na ostrove.

Pred výstavbou vodného diela neboli stanovené niektoré dôležité hydrogeologické hodnoty, ako napr. smer a rýchlosť prúdenia podzemných vôd za rôznych stavov hladiny, hlavne za povodní, stupeň a miesta miešania vôd obyčajných s ter-

málnymi vodami v štrkových náplavoch. Koeficient filtrácie bol volený ako priemerná hodnota z celého zvodneného horizontu bez ohľadu na rozličné úložné pomery a priepustnosť jednotlivých vrstiev. Okrem toho stanovenie *k* na každých 70 m trasy drénu za takýchto zložitých geologických a hydrologických pomerov pre účely ochrany teriem nebolo dostačujúce. Mal sa uskutočniť podrobný hydrogeologický prieskum, a to v rozsahu najmenej jednej sondy na 400 m^2 v aspoň 50 m širokej zóne pozdĺž trasy drénu, doplnený o geofyzikálny prieskum.

Návrhy na sanačné opatrenia

Škodlivé vplyvy hydrostatického tlaku na termálne pramene možno najúčinnejšie eliminovať znížením spádu hladiny medzi nádržou na Váhu a Obtokovým ramenom. V našej zpráve za rok 1961 navrhli sme zmenšenie rozdielu oboch hladín zo 105 cm na 80 cm, a to zvýšením hladiny vody v Obtokovom ramene dolnou hrádzou. Znižovanie v nádrži na Váhu by viedlo k stratám cennej elektrickej energie na hydrocentrále v Maduniciach. Pokusné zvyšovanie hladiny v Obtokovom ramene v r. 1962 sa ukázalo vhodným ochranným zásahom do porušeného režimu teriem, a preto v r. 1963 bola hladina vody v Obtokovom ramene zvýšená o ďalších 20 cm na úroveň 157,60 m n. m. Koncom roku 1963 bola hladina v Obtokovom ramene o 40 cm vyššia než predpokladaná v projekte. Tým sa spádový rozdiel medzi hladinou v nádrži a Obtokovom ramene znížil na 60—70 cm, čím sa už blíži k pôvodným prírodným podmienkam za povodňových stavov hladiny na Váhu.

Tento jednoduchý zásah zlepšil situáciu termálnych prameňov. V hlbokých studniach V-1 a V-4a stúpla výdatnosť termálnej vody na prelive z 13 lit./sek. na 18 lit./sek. pri zachovaní pôvodného chemického zloženia a fyzikálnych vlastností. Stalo sa tak pôsobením tlaku vzdutej vody v Obtokovom ramene na rozptýlené blúdivé vývery termy v koryte ramena. Podzemný prúd termy sa koncentruje do otvorených zlomových a mechanicky premytých štruktúr a do otvorov hlbokých záchytných studní; tým sa zvyšuje aj ich výdatnosť. Termálne centrum sa začína opäť lokalizovať na pôvodné priestory, jednostranný tlak prúdu od nádrže slabne a termálne centrum sa priestorove rozširuje. Termálny režim studní Trajan nemožno zatiaľ posúdiť pre krátkosť pozorovania po odpojení vplyvných hlbinných studní V-1 a V-4a. Začína sa tak vytvárať nový rovnovážny stav medzi termálnymi vývermi a obyčajnými podzemnými vodami v kvartérnych náplavoch. V roku 1963 sa uskutočnili aj ďalšie ochranné opatrenia: ťažba liečivého bahna v Obtokovom ramene bola upravená subakválne sacím zariadením bez znižovania hladiny vody v ramene. Nárazové čerpanie termálnej vody z Trajana a zo studne Pro Patria sa nahradilo priebežným. Ochranné opatrenia budú aj naďalej zamerané na znižovanie spádových pomerov medzi oboma tokmi, na znižovanie prúdenia podzemných vôd a na upravenie ich rovnovážnych stavov. Počíta sa aj naďalej

s prirodzeným samoutesňovaním dna a brehov nádrže splaveninami. Iné ochranné zásahy, ako dobudovanie drénu II. etapy, prehĺbenie drénu o ďalších 50—80 cm, vybudovanie injekčnej clony pod drénom až po neogénne podložie, čerpanie infiltrovanej vody sériou odľahčovacích studní, ohradenie termálnych výverov štetovnicovou stenou a iné, by si vyžadovali vysoké náklady a ich účinnosť by mohla byť problematická.

LITERATÚRA

[1] Franko O., 1959: Návrhy na dočasné rajóny ochranné pre kúpele a žriedla Slovenska. Rukopis; GÚDŠ, Bratislava. — [2] Hynie O., 1956: Hydrogeologický posudek o vlivu vodního díla Madunice na režim thermálních zřídel v Piešťanech. Rukopis; Geofond, Praha. — [3] Hynie—Dovolil—Wallenfelsová: Vyhodnocení sond systému „D" v oblasti Kúpeľného ostrova v Piešťanoch. Rukopis; Geofond, Praha. — [4] Hynie O., 1963: Potřeba investic v lázních Piešťany v r. 1964, nezbytných k reparaci narušeného tamního termálního zřídla vodním dílem Madunice, se zřetelem k plánovanému rozvoji lázní. Hydrogeologické odůvodnění. Rukopis; Geofond, Praha. — [5] Kubáň T.: Zhodnotenie vplyvov vodného diela Madunice na piešťanské termy. Dielčia zpráva za rok 1958—1959. Dielčia zpráva za rok 1960; Dielčia zpráva za rok 1961. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [6] *Ministerstvo zdravotníctva:* Zápis z oponentského riadenia výsledných materiálov prieskumu termálnych vôd v Piešťanoch v súvislosti s prevádzkou vodného diela Madunice. Rukopis; Praha. — [7] Rebro A. — Kubáň T.: Dielčia zpráva za rok 1962. — [8] *Zpráva Ústavu stavebnej geológie v Žiline:* Výpočet koeficientu „k" zo sond „D" v obvode drénu na Kúpeľnom ostrove v Piešťanoch. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] *Zpráva ÚSG Žilina,* 1957: Chemické rozbory vôd na Obtokovom ramene v Piešťanoch. Rukopis; Geofond, Bratislava.

THOMAS KUBÁŇ

DIE EINFLÜSSE DES WASSERKRAFTWERKES MADUNICE AUF DIE THERMALQUELLEN IN PIEŠŤANY

Die weltberühmten heilenden Schwefelthermalquellen mit Wärmen 50—68 °C und dem radioaktiven Schwefelschlamm im Piešťany sind hydrologisch von dem Fluss Váh abhängig. Der Schlamm (Fango) bildet sich in dem alten Totarm des ehemaligen Flussbettes. Die Thermen quellen in den Schotter-Sand- und Schlammanschwemmungen des Váh an der Kurortinsel und im Totarm des Flusses. Gegen Überschwemungen wurde die Kurortinsel durch Erddämme geschützt. Der hohe und der niedere Wasserstand des Váh hatte einen ungünstigen Einfluss auf die Thermalquellen. Ein langjähriger optimaler Wasserstand ist 157,00 M ü. d. M. im Váh und im Totarm.

Am 14. Jänner 1960 wurde das Wasserkraftwerk Madunice in Betrieb gesetzt und südlich von Piešťany entstand ein Wasserbecken. In der Region der Thermen stieg der Wasserspiegel um 100—150 cm. Gegen die Infiltration des kalten Wassers in die quartären Schotteranschwemmungen sollte die Kurortinsel durch unterirdische Dräne geschützt werden. Der ursprüngliche Wasserspiegel im Totarm sollte durch Stahldämme erhalten werden.

Nach der Einfüllung des Wasserbeckens entstand im Laufe von drei Jahren (1960—1962) ein unterirdischer Strom, der in den Schotteranschwemmungen der Kurortinsel in Richtung vom Wasserbecken zum Totarm strömte. Der Unterschied der Spiegel zwischen dem Wasserbecken und dem Totarm war über 100 cm. Der Dräin erwies sich als ein Schutzobjekt, aber nur bis zum

Boden seines Baues (157,00 M ü. d. M.), er hat also keinen Tiefenbereich. Zwischen dem Boden des Dräns und des undurchlässigen neogenen Untergrunds bleiben noch ungf. 4—6 M durchlässige Schotteranschwemmungen, durch die das Wasser vom Wasserbecken unter Druck strömt. Infolge dieser Strömungen kühlten sich die Thermen allmählich um 4—6 °C und wurden in Richtung von dem Wasserbecken nach Osten verdrängt.

Ein Gleichgewicht der Wasserstände der unterirdischen und Thermalwässer wurde dadurch erzielt, dass wir den Wasserspiegel im Totarm um 50 cm erhöhten. Der Unterschied zwischen den Spiegel im Váh und im Totarm sank auf 55 cm. Dadurch stieg in den tiefgebohrten Brunnen die Ausgiebigkeit der artesischen Wässer von 13 L/sec. auf 18 L/sec. wobei das Thermalwasser seine chemische und physikalische Eigenschaften bewahr. Die alten seichten Brunnen Trajan und Pro Patria waren auch früher durch Quarterwässer beinflusst. Die Erhöhung der Ausgiebigkeit in den gebohrten tiefen Brunnen erklärt man als Folge eines hydrostatischen Drucks, der auf die irrende Thermalquellen in Totarm wirk und zwingt sie in Hauptbrunnen und in Hauptstrukturen der Thermen zu sprudeln.

KAREL URBAN

NOVÉ POZNATKY O HYDROGEOLOGII MINERÁLNÍCH VOD V NOSICÍCH

Úvod

Objev alkalické minerální vody v září 1952 při zakládání Priehrady mládeže v Nosicích (asi 4 km vých. od Púchova) v hloubce cca 11 m pod tehdejší hladinou Váhu, byl nejen velkým překvapením, ale vyžádal si celou řadu různých sanačních opatření proti vlivu agresivní minerálky a nakonec zásadní změnu celkového stavebního postupu. Na druhé straně vyvolal objev zájem našich zdravotnických institucí o novou minerální vodu, která má v této části Slovenska neobvyklé složení a značně se podobá minerálním vodám luhačovickým (je to alkalická kyselka). Na těchto pramenech byly založeny nové léčebné ústavy — kúpele Nimnica.

Zajišťování minerální vody původní kvality a mineralizace nebylo jednoduchou záležitostí, jak se původně zdálo a dodnes není ještě zabezpečené natrvalo, i když je už možno plně uspokojit potřebu léčebného provozu v nynějším rozsahu. Ukázalo se totiž, že rozhodnutí rychle vybudovat nové léčebné středisko bez dlouhodobého vyzkoušení nově objevených minerálních pramenů nebylo dostatečně uvážené a že bude zapotřebí mnoha zkoušek a široce založeného hydrogeologického průzkumu, aby bylo možno dosáhnout potřebného cíle, zvlášť se zřetelem na dalekosáhlé zásahy do režimu podzemních vod stavbou přehrady a napuštěním přehradní nádrže. Bylo třeba též respektovat dva protichůdné zájmy: správy přehrady, pro kterou je přítomnost minerální vody pod základy přehradního tělesa nepříjemným balastem a zdravotnických organizací, které se snaží získat co největší množství kvalitní minerální vody. Původní záměr byl totiž nejen vybudovat lázně, ale zřídit též plnírnu minerální vody.

Geologickou a hydrogeologickou problematikou území se před a v době výstavby vodního díla Nosice (Priehrady mládeže) zabývala řada odborníků (D. Andrusov, O. Fusán, C. Mach, M. Matula, O. Hynie, J. Šilar). Inženýrsko-geologický průzkum před založením přehrady nebyl uskutečněn v potřebném rozsahu, hlavně z důvodů časové tísně a proto se na minerální vodu narazilo až při vlastním zakládání přehrady a teprve potom byl rozvinut rozsáhlý hydrogeologický vrtní průzkum serií vrtů do hloubky cca 150 m pro získání podkladů k odvedení mine-

rální vody z podzákladí přehrady, považované za velmi nebezpečnou. Ale i tu nedostatek časového předstihu nedovolil věnovat problematice takové úsilí, jaké by byla potřebovala, pokračující výstavba nakonec přerušila tyto práce. Toto období hydrogeologického průzkumu a jeho výsledky popsal Šilar (1957), výsledky inženýrsko-geologického průzkumu uveřejnil již o něco dříve Matula (1956). Podrobnosti jsou obsažené v příslušných závěrečných zprávách (viz J. Šilar, 1957).

V tomto článku bude podán přehled výsledků nového hydrogeologického průzkumu se zaměřením hlavně na minerální vody. Budou tu uvedeny a diskutovány poznatky získané při vrtání, při četných čerpacích a jiných zkouškách i při trvalém sledování hlavních hydrogeologických parametrů.

Kolísání kvality minerální vody si brzy vynutilo zvláštní postup: dlouhodobé čerpací zkoušky při různých podmínkách se soustavným sledováním nejen obvyklých hodnot, ale i chemizmu. Už na vrtě B-1, brzy po zahájení čerpacích zkoušek, byl pozorován pokles mineralizace a tu potřebě rychlých a operativních zásahů do postupu čerpání nevyhovovalo nepružné a zdlouhavé dodávání výsledků chemických rozborů z chemické laboratoře GP. Žilina. Proto byla na návrh J. Malého (GP. Žilina) zavedena orientační stanovení obsahu HCO_3' titrací přímo na pracovišti v terenní laboratoři. Toto opatření nejen umožnilo zvýšit počet odebraných vzorků (podle potřeby i v hodinových intervalech) a značně snížit náklady na čerpací zkoušky, ale umožnilo i velmi rychlé zásahy do průběhu zkoušek. Velmi sa osvědčilo a proto se už od něho ani v budoucnosti neupustilo. Všecky pozdější zkoušky byly takto sledovány a řízeny. Hodnota HCO_3' je v našem případě dostatečně reprezentativním parametrem pro srovnávací účely a způsob stanovení umožnil okamžité získání potřebných dat.

Geologické poměry

Geologické poměry okolí Nosic byly v minulých letech detailně popsané (Andrusov 1930, 1938, 1945, 1959; Matula 1956; Šilar 1957; Scheibner 1958; Andrusov — Scheibner 1960; Salaj 1961; Salaj — Samuel 1963). Byla popsána detailně i geologická stavba staveniště vodního díla M. Matulou a J. Šilarem. Oba autoři přidržují se Andrusovova staršího stratigrafického začlenění jednotlivých souvrství v přehradním místě, co však vede k dosti násilné interpretaci detailní tektonické stavby této nejširší části bradlového pásma (býv. „bradlového obalu" ve smyslu Andrusova 1938), tvořeného tu flyšovou sérií vrstev, patřících pravděpodobně zcela do střední křídy (svrchní apt — alb — cenoman ?). Přítomnost transgresivní svrchní křídy (Andrusovových senonských „upohlavských slepenců") je tu velmi pochybná a nebyla potvrzena ani při detailní dokumentaci skalního podkladu v podzákladí přehradní hráze. Tam se podle starší interpretace uvádí celý vrstevní profil střední a svrchní křídou od sférosideritových vrstev (alb), přes orlovské pískovce (cenoman) až po upohlavské slepence (senon). Avšak nové výzkumy křídy bradlového pásma v širokém okolí (Salaj — Samuel 1963) dokazují velkou faciální variabilitu křídy ve flyšovém vývoji, přičemž je tu většinou nepřerušená sedimen-

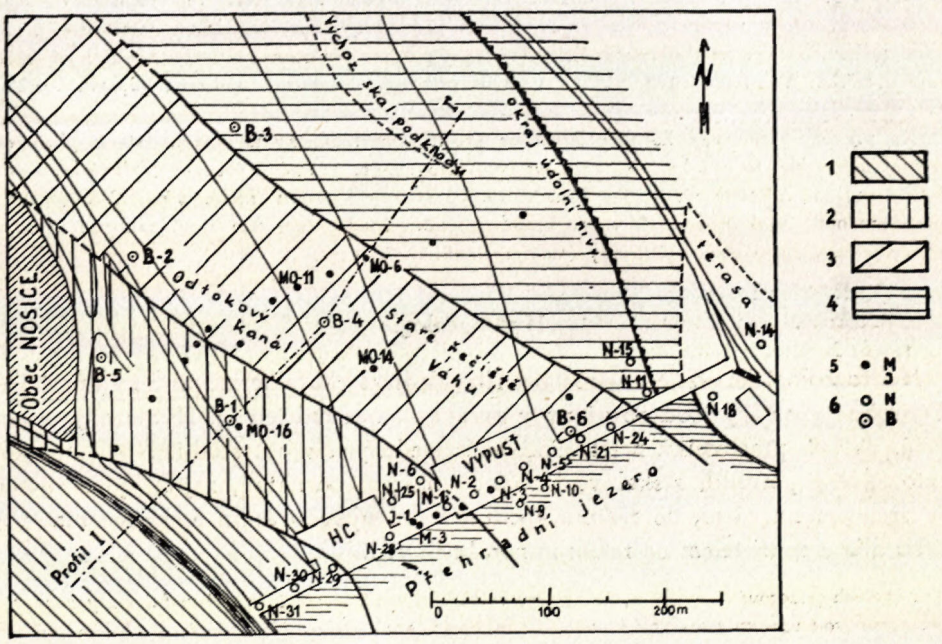
tace bez podstatnějšího projevu subhercynské horotvorné fáze a bez transgrese svrchní křídy. V okolí Nosic „exotické" slepence patří do svrchního albu — sp. cenomanu a vyvíjejí se bez přerušení sedimentace z hlubších flyšových vrstev (S a l a j — S a m u e l, 1963). Této koncepci odpovídá i obraz geologické struktury v podzákladí nosické přehrady, a byla potvrzena i mikropaleontologickými rozbory (J e n d r e j á k o v á, 1962).

V podzákladí přehrady byl zjištěn tento vrstevní sled od pravého k levému břehu, t. j. od podloží k nadloží:

a) *souvrství tmavošedých vápnitých jílovců (slínovců)* s podřadnými vložkami světlých hustých pískovců jemně až středně zrnitých s vápnitým tmelem („sférosideritové vrstvy"). Pískovců směrem k nadloží přibývá a souvrství přechází do

b) *souvrství pískovců* obdobných petrografických vlastností, masivních, anebo hrubě lavicovitých. Souvrství dosahuje v ose přehrady 150 m šířky.

c) V normálním (ne tektonickém) nadloží pískovců leží opět *souvrství vápnitých jílovců („svrchní")* s podřadnými vložkami pískovců stejných jako v předešlých souvrstvích. Šířka souvrství je asi 100 m a bylo v staré interpretaci pokládané za tektonicky přesunuté sférosideritové vrstvy



Obr. 1. Geologický situační náčrt prameniště miner. vod v Nosicích. Vysvětlivky: 1. souvrství slepenců, 2. souvrství svrchních vápnitých jílovců, 3. souvrství pískovců, 4. souvrství spodních vápn. jílovců, 5. staré vrty z doby výstavby v. d., 6. nové vrty. Abb. 1. Geologische Situationsskizze des Quellengebietes der Mineralwässer in Nosice. — Erläuterungen: 1. Konglomeratschichten, 2. obere Kalktonsteinschichten, 3. Sandsteinschichten, 4. untere Kalktonsteinschichten, 5. ältere Bohrungen, 6. neue Bohrungen.

d) Nejvyšším členem vrstevního sledu je litologicky pestré souvrství s horninami od pelitů až po slepence, které však tu dosahují ze všech hornin nejvyššího podílu a udávají tak celému souvrství ráz *(souvrství slepenců*, pokládaných za „upohlavské").

Tento vrstevní sled byl potvrzen též vrtnými profily starých i nových vrtů, z nichž B-2, B-3 a nedokončený B-5 jsou situovány v místech pod přehradou, kam až starší vrty nezasáhly. Tím méně proto můžeme předpokládat komplikovanou tektonickou stavbu a diskordantní uložení slepencového souvrství (v smyslu staré interpretace).

Tektonický styl křídových vrstev v pramenné oblasti nosických minerálních pramenů přes velkou roztříštěnost a detailní porušení vrstev se zdá být celkem jednoduchý: převážná většina vrstev má monoklinální uložení směru SZ—JV s příkrými úklony (60—90°) k JZ, přičemž poměrně plastické vápnité jílovce jsou často detailně zvrásněné, místy až vyválcované a prostoupené poruchovými pásmy.

Území nosických minerálních pramenů a jeho okolí se svým směrem vrstev SZ—JV je celkem anomálním úsekem v bradlovém pásmu, které jako celek má směr JZ—SV. Příčné postavení vrstev nemá velký plošný rozsah a bylo vykládáno různě (Andrusov, 1929 — sigmoidální ohyb, vzpříčená kra: Šilar, 1957). Tektonická pozice této příčné kry je asi též vlastní příčinou výskytů minerálních pramenů nezvyklého chemického složení.

Kvartérní náplavy v údolní nivě řeky Váhu měly už před stavebními úpravami značně nestejnou mocnost a jejich nerovnoměrnost se v dosahu terenních úprav ještě zvětšila. Při pravém břehu asi 300 m pod přehradou je dokonce odkryt za nízkého stavu vody ve starém korytě skalní podklad: zvrásněné vápnité jílovce, v povrchových partiích výrazně rozpadavé — „břidlice" s vložkami pískovců a vzácně i slepenců. Při břehu jsou pokryty jen tenkou vrstvou hrubých až balvanitých štěrků. V střední části údolí a v okolí přehrady dosahovala mocnost náplavů 7—12 m (vrt B-4).

Na pravém břehu nad korunou hráze se prostírá morfologicky nenápadná starší *plistocenní terasa (würmská;* Matula 1956) s povrchem zarovnaným mladšími pokryvy *(deluviální a sprašové hlíny)* do mírného svahu. Její báze se zvolna svažuje k jezeru (nadm. výška 278—272,5 m, pravděpodobně však jsou to 2 velmi blízké stupně). Spodní část této silně zahlíněné štěrkové terasy je napájena vodou z přehrady (maxim. hladina 280,0 m).

Hydrogeologie

Hydrogeologické poměry ze všeobecného hlediska charakterizoval Šilar (1957). Podrobné výsledky jsou obsaženy v zprávách a posudcích O. Hynie a J. Šilara, příp. dalších pracovníků z let 1953—56 uvedených v cit. studii. Nový průzkum tyto závěry potvrdil, získal však mnoho nových poznatků, zajímavých zejména se zřetelem na zásah do režimu spodních vod vybudováním a napuštěním vodního díla a se zřetelem na režim minerálních vod.

Ze všech pozorování vyplývá, že *výměry minerální vody a též i její přívodní cesty zachycené ve vrtech jsou vázány pouze na hlavní 150 m široký pruh pískovců* táhnoucí se středem přehrady (je na něm vybudován výpustný objekt) šikmo k levému břehu ve směru po proudu. Avšak i v tomto souvrství může cirkulovat voda jen po puklinách, protože samotná hornina je tak kompaktní, že je velmi málo propustná. Nejpříznivější podmínky pro výstup minerálky poskytují kontaktní partie podél jz-styku pískovců (v podloží) s úplně nepropustnými jílovci vrchního pruhu (= nadloží), které tvoří ochranný strop. Menší význam jako ochranný strop mají i některé mocnější vložky pelitů uvnitř pískovcového souvrství, které podle výsledků vrtního průzkumu mají větší plošný rozsah. Navíc bývají pískovce při kontaktech dosti rozpukané. Hlavní průběžné

pukliny mají směrný průběh, t. j. SZ—JV. Tato skutečnost spolu s přerušováním hydraulické souvislosti na vložkách vápnitých jílovců v pískovcích způsobuje značnou anizotropii v cirkulaci minerálních vod a ve vzájemném ovlivňování jednotlivých vrtů a pramenů. Ovlivňování v tomto směru je mnohonásobně větší než ve směru kolmém.

Tato zákonitost byla už konstatována v prvé etapě hydrogeologického průzkumu a vedla tehdy k vymezení 3 t. zv. zřídelních linií (Hynie—Šilar 1956; Šilar 1957). Z nich má plné opodstatnění jen nejjižnější linie (linie A), která vlastně sleduje nejdůležitější hydrogeologické rozhraní: hranici souvrství pískovců a svrchních vápn. jílovců upadající pod úhlem 60—80° k JZ. Minerální voda je tu nucena vystupovat po tomto rozhraní k povrchu.

Další zřídelní „linie" jsou už čistě hypotetické, spojují jen některé vrty 2 hlavních vrtních profilů z doby výstavby přehrady. Je přirozené, že se tu projevuje anizotropie ve směru vrstev a proto ovlivňování ve směru SZ—JV je veliké. O existenci „linií" tu však není možno hovořit. Ukázal to nový hydrogeologický průzkum a zejména navrtání nového vývěru minerální vody v revizní chodbě přehradního tělesa sv. od výpustného objektu, kde v prvé etapě už nebyly zjištěny žádné další vývěry (t. j. za „linií" C). Bylo to na vrtech N-21 a N-24 při sv. okraji pískovcového pruhu, t. j. při jeho bázi. Možná, že tu došlo následkem injektáže podzákladí přehrady k zatlačení minerálních vod z původních cest do jiných puklin, než kterými původně cirkulovaly.

Tak na př. vrt N-5 situovaný asi 25 m jz od N-21, téměř na „linii" C, je skoro bezvodý, ač až do konečné hloubky 45 m provrtával většinou jen pískovce. Voda z vrtu N-21 měla po navrtání výbornou kvalitu, vytékala samovolně v množství 0,7—0,8 l/sek. do revizní chodby a tato skutečnost byla podnětem k založení balneologického vrtu B-6 před vzdušnou stranou přehrady na zachycení této minerálky. Z vrtu N-24 vytékala minerální voda už slabší mineralizace v množství 0,2—0,3 l/sek. Na vrtě N-21 byla provedena 7-denní čerpací zkouška, při níž se čerpalo až 2 l/sek., avšak výtok na N-24 tím nebyl vůbec ovlivněn, ač vzdálenost obou vrtů činí asi 25 m (ve směru kolmém na směr vrstev). Za to ve vrtu N-22 ležícím ve směru vrstev od N-21 znatelně při čerpání na N-21 poklesla hladina.

V obou pruzích nepropustných *vápnitých jílovců* nebyl nikde pozorován intenzivnější přítok vody vůbec. Pouze v mocnějších vložkách pískovců se někde objevovaly přítoky až do 0,1 l/sek. (vrt N-1 v revizní chodbě a další) a tyto vody bývají též někdy dosti intenzivně mineralizované. Zvlášť silnou mineralizaci mívají nepatrné přítoky (řadové 10^{-4} až 10^{-5} l/s) konstatované ve vrtech bez větších pískovcových vložek při hydrocentrále a pod ní (N-6, N-25 s vodou o obsahu až 3800 mg/l HCO_3', N-28). Ve všech těchto vrtech, jako na všech N-vrtech, byl uzavřen přítok vody od povrchu cementací úvodní kolony a zbývající část vrtu, t. j. 25—40 m, zůstala zpravidla nezapažená a otevřená. Dodatečně byly N-vrty vystrojeny perforovanými novodurovými trubkami o průměru 60 a 80 mm (podle průměru vrtu).

Souvrství slepenců se hydrogeologicky chová obdobně jako pískovce. Byly zde konstatovány výtoky puklinových vod až do 1 l/sek. volného výtoku v revizní chodbě, avšak voda má všeobecně velmi slabou mineralizaci do 500 mg/l bikarbonátů, s převahou $Ca^{\cdot\cdot}$ a $Mg^{\cdot\cdot}$ a nepatrným obsahem alkalií, takže jeto voda prostá, chem. povahy normálních zdejších podzemních vod z kvarterních náplavů.

Prostá voda podobných vlastností byla při čerpacích i stoupacích zkouškách zjištěná na některých vrtech N- i B-skupiny* v různých geologických pozicích a hloubce (hlavně v menších hloubkách), co svědčí o komunikaci puklin s obzorem podzemní vody v kvarterních náplavech. Na celé řadě vrtů byla však zjištěna minerální voda nižší mineralizace, než dosahuje zdejší průměrná

---

* Vrty B-skupiny jsou určeny pro sledování režimu min. vod (balneologické); vrty N-skupiny se z podnětu správy přehrady sledují průsaky vody z nádrže podzákladím přehrady do údolí Váhu pod přehradou (celkem 32 vrtů do hloubek 35—50 m).

minerálka (obsah HCO_3' okolo 1000 mg/l). Jsou to vyloženě vody smíšené povahy, u nichž sice mezi kationy $Na^{\cdot}$ vysoko převládá nad $Ca^{\cdot\cdot}$, avšak jejich poměr se zvýšil v prospěch $Ca^{\cdot\cdot}$, co poukazuje na přítoky prostých vod z kvarterních náplavů do oběhových cest minerálních vod. Do této skupiny patří největší počet vrtů N-skupiny v revizní chodbě pod výpustným objektem s pozitivním výtokem, hlavně vrt N-4, z něhož vytékají 2 l/sek. pod přetlakem asi 0,4 atm, i starý vrt I-1 (J-1). Tato skutečnost je velkým nebezpečím pro nosické prameny vůbec a vyžádala si dlouhodobý průzkum a sledování všech parametrů na vrtech, kde byla navrtána voda vysoké mineralizace.

Pokles koncentrace rozpustěných plynů a solí v minerální vodě na území vodního díla Nosice byl konstatován již při krátkodobých čerpacích zkouškách na vrtech skupiny M- a MO-, při kterých se však sledoval soustavně jen obsah CO_2, v době výstavby vodního díla. Zmiňuje se o tom již Šilar (1957, str. 434), údaj však zůstal celkem nepovšimnut a nebyly z něho vyvozeny příslušné závěry. Byl většinou vykládán nedostatky technického rázu (vadný uzávěr vody, porušení skalního podkladu střelnými pracemi a pod.).

Výsledky nového průzkumu

Prvý vrt nového hydrogeologického průzkumu (B-1) byl situován vedle staršího vrtu s vysokou mineralizací MO-16 na levém břehu odpadního kanálu z nosické hydrocentrály. Když vrt navrtal pískovcové souvrství v 153 m, bylo na žádost správy léčebného ústavu od dalšího prohlubování upuštěno a vrt připraven na čerpací zkoušku.

Občasnými chem. rozbory byl zjištěn pokles mineralizace z původních 6200 mg/l HCO_3' na 4800 při čerpání množstvím cca 0,8 l/sek. Proto bylo čerpané množství (za předpokladu, že se tímto způsobem načerpává od povrchu prostá voda z náplavů) sníženo, nejdříve na 0,55, a po 4 týdnech na 0,35 l/sek. Překvapením však při obou operacích byl další pokles kvality, a to skokem, vždy asi o 500 mg/l HCO_3'.

Čerpané množství proto bylo znovu zvýšeno na 0,8 a později až 1,0—1,1 l/sek. a takto se čerpalo po dobu půl roku. Mineralizace sice po zvýšení opět zotavila na původní výši, ale stálý pozvolný pokles se nezastavil. Byly proto do čerpání vsunuty přestávky různé délky (6—36 hod.). Při přerušovaném čerpání se ukázalo, že mineralizace má sice v průběhu denní čerpací doby dosti velké výkyvy, průměrnou mineralizaci však přestávky celkem neovlivňují. Celkem se obsah HCO_3', sledovaný nejdříve několikrát denně, později jednou denně, obyčejně před zakončením denního čerpání v 18 hod., udržoval na stabilní úrovni, ovšem s jistými výkyvy, zatím nevysvětlenými. V posledních měsících však pozorujeme určitý úbytek obsahu HCO_3'.

Vrt B-1 je již 2½ roku zapojený na potrubí do léčebného ústavu. Optimálního množství cca 1 l/sek. dociluje zapojením pomocného čerpadla (pístového s kozlíkem) k ponornému čerpadlu, které čerpá vodu do lázní. Toto čerpadlo má samočinné vypínání na tlakovém principu, takže čerpá dosti nepravidelně podle spotřeby vody při léčebných procedurách. Jeho průměrné čerpané množství je asi 0,15—0,2 l/sek. Takový nerovnoměrný odběr vody by podle získaných zkušeností velmi ovlivnil kvalitu vody a proto bylo nutné zapojit ještě druhé čerpadlo, které čerpá nepřetržitě 12 hodin denně množství 0,75—0,8 l/sek. Je to nezbytné provizorium, protože při poruše pomocného čerpadla ihned podstatně poklesnou obsahy solí v minerální vodě nejméně asi o $^1/_5$.

Dnešní průměrný obsah HCO_3' na vrtě B-1 je asi 3100 ± 200 mg/l, CO_2 = 2000—2100 mg/l, teplota 11,7—12,1 °C. Hladina vody v době klidu se vyrovnává přibližně na výšku vody v kanále, při čerpání se snižuje asi o 9—10 m t. j. do hloubky asi 18 m od terénu. Původně se při tomto čerpaném množství snižovala hladina až do hloubky 30 m (při 1,1 l/sek. až do 36 m), co však svědčí o postupném zvyšování přítoku vody do vrtu.

Vyrovnávání hladiny ve vrtech na úroveň hladiny v kanále a její pulzace s ní, pozorovaná na mnohých zkoušených a pozorovaných vrtech (všecky vrty B-skupiny a N-vrty na vzdušné straně přehrady a v jezeře) svědčí o úzké hydraulické spojitosti minerálních vod s prostou vodou v náplavech, jejíž hladina se řídí výškou hladiny v odtokovém kanálu. Jinak si též těžko představíme poměrně vysoké vydatnosti minerálních pramenů ve vrtech, mnohem vyšší, než odpovídá malé propustnosti kompaktních pískovců.

Na sousedním vrtě *B-2*, vrtaném po skončení vrtu B-1, situovaném 165 m od B-1 na břehu kanálu, s konečnou hloubkou 265 m (vrt původně svislý se značně zkřivil proti vrstevním plochám, co však pro sledovaný účel vyhovovalo), se provrtala spodní část pískovcového souvrství a od 130 m spodní souvrství vápnitých jílovců s několika dalšími pískovcovými vložkami (do 5 m), t. j. „sférosideritové vrstvy". Tyto pískovcové vložky vykazovaly jen nepatrné přítoky minerální vody, avšak silně mineralizované, pravděpodobně jen statické zásoby. Hlavní pozornost byla věnována bazální části pískovcového souvrství, hlavně části od 90 do 130 m v podloží 10 m polohy klidně uložených masivních nepropustných slinitých jílovců.

Několik orientačních čerpacích zkoušek v době vrtání poskytlo málo potěšitelné poznatky: značné přítoky vody, avšak mineralizace poklesla za 1 měsíc z 8800 na 2100 mg/l HCO_3' a CO_2 z 2100 na 1400 mg/l. To svědčí opět o přímém, tentokrát velmi živém spojení s prostou vodou v náplavech, které se tu — na rozdíl od B-1 — projevovalo tak, že každé zvýšení čerpaného množství vody mělo za následek prudký pokles mineralizace. Přitom též poměrné množství alkalických prvků klesalo ve prospěch alkal. zemin; mval. % alkalií poklesla z 85 na 80.

Po skončení vrtání se zacementovala spodní část vrtu (od 127 m) a zahájila se série dlouhodobých čerpacích zkoušek z bazální části pískovcového souvrství, která prakticky potvrdila prvé výsledky. Celkem se čerpalo od 6. 7. 1960 do 22. 4. 1961 různé množství vody (max. 2,5 l/sek.) a mineralizace stále klesala až na 1200 mg/l HCO_3'. Po snížení čerpaného množství se však už nikdy nevrátila na původní výši. Teprve po 2 měsíční přestávce podařilo se při přerušovaném čerpání množstvím 0,3 l/sek. s několikanásobnými přestávkami docílit opět podstatného zlepšení kvality minerální vody až na 6250 mg/l odparku a 2200 mg/l CO_2.

Nezabudovaný a nevystrojený vrt je dnes v klidu jako rezervní sonda a dvakrát měsíčně se odebírá z něho voda na stanovení HCO_3' v terenní laboratoři a dvakrát ročně na kompletní rozbor. V roce 1963 pozorujeme opět soustavný pokles mineralizace z 5500 na 4000 mg/l HCO_3' Tomuto poklesu nepřikládáme zatím zvláštní význam. Domníváme se totiž, že pulzace hladiny vody ve vrtu v souvislosti s kolísáním hladiny v sousedním kanálu způsobuje vnikání prosté vody po puklinách do vrtu a udržování se této lehčí vody při hladině, odkud se normálně bere vzorek na rozbor. S tímto zjevem jsme se setkali i na jiných sledovaných vrtech delší čas nečerpaných (N-25, B-6).

Šikmý vrt *B-3* (na hrázi mezi kanálem a starým řečištěm, proti B-2), založený na ověření t. zv. „linie C" v pojetí O. Hynie (viz Šilar, 1957) je prakticky úplně negativní. Procházel vlastně jen souvrstvím vápnitých jílovců — sferosideritovými vrstvami — s ojedinělými vložkami pískovců v maxim. mocnosti 2 m. Jediný mocný pískovcový horizont byl provrtán v hloubce 152—165 m, avšak vyznačoval se při zkoušení tak nepatrnými přítoky vody slabě mineralizované (0,05 l/sek.,

odparek do 1000 mg/l), že pro využití nepřichází do úvahy. Vrt byl proto utěsněn a likvidován.

Poslední vrt první etapy *B-4* (uprostřed mezi starými vrty MO-11 a MO-14 na stejné hrázi jako B-3, avšak blíže k přehradě, asi na výši B-1) prošel 17 m mocným pokryvem navážky a kvartéru (erozivní rýha v údolním dně ?), dále do 167 m souvrstvím pískovců s několika tenkými vložkami pelitů a pod ním do kon. hloubky 210 m spodními vápnitými jílovci. V této poloze měl protnout „línie B a C".

V pískovcích byly zjištěny už v době vrtání přítoky až 3,5 l/sek. vody nejdříve velmi slabé mineralizace, která se směrem do hloubky však postupně zesilovala. Intervaly zkoušek do 100 m = 25—30 m, hlouběji 10—20 m, přičemž se zpravidla odzkoušené vrchní části vrtu izolovaly zapažením s plášťovou, či mostíkovou cementací, anebo alespoň jílovým uzávěrem, takže přímá komunikace s povrchem za pažnicemi byla vyloučena. Přes to jsme však stále naráželi na silné přítoky prosté vody do minerální, a to často již po několikahodinovém čerpání, jež způsobovaly rapidní pokles mineralizace. Počáteční mineralizace, t. j. maximální, v 43 m odparek 776 mg/l, v 66 m — 1440 mg/l, v 111 m — 2050 mg/l, v 122 m — 2101 mg/l, potom však mírně klesla při stabilním odběru 1,5 l/sek. Současně se snižoval podíl $Na^{\cdot}$ ve prospěch $Ca^{\cdot\cdot}$ z 82 na 78 mval. %, pravděpodobně byla překřížena s povrchem komunikující puklina. Z bazálního úseku pískovce (153—165 m) izolovaného proti povrchu plášťovou cementací pažnic 151 mm a jílovou zátkou od spodní části vrtu se po skončení vrtu provedla zatím poslední, avšak prakticky předčasně přerušená a nedokončená, čerpací zkouška, při níž se po propláchnutí vrtu HCl získal slabý přítok 0,12 l/sek. vody s odparkem až 4600 mg/l. Ve vyzkoušení vrtu se bude ještě pokračovat.

Průběh posledního dokončeného vrtu této skupiny *(B-6)* je zvlášť zajímavý. Vrt byl založen koncem r. 1962 při vzdušné patě přehradní zdi za účelem zachycení minerální vody z vrtu N-21 v rev. chodbě přehrady. Voda tu samovolně vytékala 0,8 l/sek. do revizní chodby; obsah HCO_3' dosahoval až 4300, CO_2 až 2600 mg/l; pozvolna však klesal až na 2400 a 2000 mg/l. Při 7-denní čerpací zkoušce při sledování průsaků podzákladím s postupně zvyšovaným čerpaným množstvím až na 2 l/sek. se kvalita vody zhoršila pod 2000 mg/l HCO_3'. Po skončení čerpání se zotavila už jen částečně. Zvlášť velký pokles mineralizace na tomto vrtě nastal při zahájení čerpání na B-6. Vrt byl v červenci 1963 uzavřen.

Ve vrtě B-6 uzavřeném proti povrchu plášťovou cementací v hl. 51 m se první přítok vody objevil až v 60 m. Voda se složením však shodovala s vodou z kvartérních náplavů, a proto byl přítok znovu uzavřen v 63 m pod vložkou jílovců. V 73 m byla už zjištěna voda střední mineralizace 2700 mg/l HCO_3'. Zkouška z hl. 103 m poskytla už vodu podstatně kvalitnější: na začátku 4730 mg HCO_3' a 2400 CO_2. Čerpané množství se postupně snižovalo z 0,95 na 0,55 a až 0,35 l/sek. Obsah HCO_3' však neustále klesal až na 2600 mg/l HCO_3' a 2200 CO_2, i když po každém snížení nastalo krátké zlepšení.

Teprve přerušované čerpání 12 hod. (s 12 hod. přestávkou) vyvolalo mírné postupné zvyšování kvality (mezitím byl uzavřen vrt N-21). Denní vzestup mineralizace vykazoval velkou špičku po 2—3 hodinách od zahájení čerpání. Potom následovalo pomalejší klesání až na hodnotu o 300 až 500 mg/l nižší než špička. Po sváteční přestávce vystoupil obsah HCO_3' až nad 4500 mg/l HCO_3', v následujících dnech už špička dosahovala hodnot stále nižších, koncem týdne už jen 4000 až 4200 mg/l HCO_3' a do večera klesla na 3700—3800 mg/l. Obsah CO_2 kolísal mnohem méně mezi

2400 a 2200 mg/l. Tímto způsobem, do jisté míry přizpůsobeným lázeňskému provozu, se čerpalo déle než 2 měsíce. Celkově trvaly čerpací zkoušky, zastavené v polovině října 1963, déle než ½ roku.

Chemizmus minerálních vod

Chemizmem nosických minerálních vod se zabýval Šilar (1957). Novější početné analýzy potvrzují jeho názor, že nosická minerální voda má na celém sledovaném území stejný chemický charakter. Je to typická *alkalická kyselka,* hypotonická, studená, s $Na^{\cdot}$ a $K^{\cdot}$ jako hlavními kationy. Oba prvky jsou v analyzách chem, laboratoře vod GP Žilina uváděny pod $Na^{\cdot}$. Podle analýz J. Janáka z r. 1953 (Šilar 1957) je poměr $Na^{\cdot}:K^{\cdot}$ asi 3 až 4:1.

Pro srovnávání chemizmu nepoužijeme v dalším textu proměnlivé hodnoty absolutní, ale relativní — mval. %. U alkalií se tato hodnota pohybuje mezi 80—90 mval. %.; alkalické zeminy $Ca^{\cdot\cdot}$ a $Mg^{\cdot\cdot}$ normálně dosahují hodnot 5—10 mval. %, přičemž jsou buď v rovnováze, anebo častěji $Ca^{\cdot\cdot}$ převládá. Ve vzorcích, kde $Ca^{\cdot\cdot}$ překročí 10 mval. %, můžeme s jistotou usuzovat na příměs prosté vody od povrchu ve vodě minerální. Obsah $Fe^{\cdot\cdot}$ jen mimořádně vystoupí nad 1,0 mval. %. Jako aniony se v nosické minerálce vyskytují: HCO_3' (okolo, nebo nad 90 mval. %) a Cl', zpravidla 8—9 mval. %, vzácněji až 10 mval. %. Sírany jsou zastoupeny malým podílem, SO_4'' pod 1 mval. %, jodidy v množství 0,5—1,0 mg/l. Obsah volného rozpuštěného CO_2 je sice kolísavý, avšak se u většiny čistých nesmíšených minerálek udržuje v hodnotách 2000 až 2500 mg/l. Obyčejně na začátku čerpání s vodou vyšší mineralizace byl i obsah CO_2 vyšší a s poklesem rozpuštěných solí klesal i on, avšak zpravidla daleko mírněji. Poklesy nepřesahovaly 200—300 mg/l. Větší poklesy obsahu CO_2 signalizovaly zpravidla průvaly prosté vody do vrtu.

Toto schematické zhodnocení chemizmu je společné zatím pro všecky zkoušené obzory s výjimkou mělkých obzorů na vrtech B-2, B-4, B-6 a na některých N-vrtech, kde se prakticky čerpala buď voda prostá, shodná s vodou v kvarterních náplavech, anebo voda smíšená s různým podílem obou složek.

Chemický charakter nosické minerální vody je v této oblasti úplně nezvyklý. Velká většina minerálních vod v okolí má povahu čistě zemitých kyselek s vysokou převahou $Ca^{\cdot\cdot}$ nad $Na^{\cdot}$, a to i u vod k prameništi nosických kyselek nejbližších.

Při vých. okraji obce Nimnice, ve vzdálenosti asi 1,5 km od prameniště v Nosicích, jsou ve stráni nad údolím Váhu známé 2 minerální prameny (jen jeden z nich je upravený pro odběr) a z druhé strany komplexu lázeňských budov ve stráni směrem k obci V. Udiča další pramen. Všecky mají jen 3—15 mval. % alkálií. O zbytek kationů se podílejí v zásadě jen $Ca^{\cdot\cdot}$ a $Mg^{\cdot\cdot}$ v poměru 3:1.

Vzdálenější, avšak známější skupina minerálních pramenů vých. od obce Považská Teplá má podíl alkalií ještě nižší (3—5 mval. %) a mezi alkalickými zeminami vysoko převládá $Ca^{\cdot\cdot}$ nad $Mg^{\cdot\cdot}$ (8 až 10:1). Tento chemický charakter je pochopitelný na úpatí mocných masivů vápencových Velkého a Malého Manína, kde vody vyvěrají. Podobnou povahu měly i slabě mineralizované vody z vrtů u osady Cerov 2 km JV od přehrady, kterými se podle koncepce prof. O. Hynie hledalo pokračování zřídelního pásma ve směru, odkud se předpokládal hlavní přítok minerální vody (viz Šilar 1957).

Jediné minerální vody příbuzného charakteru vodám nosickým vyvěrají u obce Streženic JZ. Púchova, asi 7 km od Nosic. U těchto 3 minerálek nedosahuje mval. %-hodnota alkalií 75 %.

Minerální voda přechodného typu, avšak ještě s velkou převahou alkalických zemin Ca^{++} a Mg^{++} nad alkaliemi (poměr mval. % 2:1) byla navrtaná ve výkopu základové jámy pro hydrocentrálu v Považské Bystrici. Všecky uvedené minerální vody, s výjimkou alkalicko-zemité kyselky prameně „Podkeblí" sev. Streženic s 3250 mg/l HCO_3' a 2050 mg/l CO_2, mají celkovou mineralizaci daleko menší než nosické a jsou méně vydatné (údaje jsou čerpány ze zprávy Tkáčik — Jakab — Pavúr: Registrácia prameňov minerálnej vody, okres Považská Bystrica — G. P. Žilina, 1961).

Tab. I. Přehled chemického složení minerálních vod z hlavních vrtů v Nosicích. — Uebersicht

Označení vrtu (Bohrungsbezeichnung)	J-1	J-1	MO-16	B-1	B-1
Hloubka vrtu (Bohrungstiefe)	60,0 m	60,0 m	150,0	160,0	160,0
Den odběru (Abnahmetag)	7. 1. 63	9. 7. 63	9. 7. 63	27. 6. 59	9. 7. 63
Teplota vody — °C (Wassertemperatur)	11,3	11,1	10,6	10,5	12,4
Teplota vzduchu — °C (Lufttemperatur)	0,0	20,0	22,0	21,0	22,0
pH-hodnota (pH-Wert)	6,4	6,5	7,1	6,4	6,5
Spec. váha (spez. Gewicht)	1,0019	1,0019	1,007	1,0068	1,0030
Odparek sušený — 105 °C (Verdunstungsrückstand 105 °C)	2.120,0	1.467,0	6.571,0	7.112,0	2.759,0
Odparek žíhaný — 600 °C (Verdunstungsrückstand — 600 °C)	1.936,0	1.298,0	6.236,0	5.779,0	2.556,0
Tvrdost celk. — něm ° (Härte in deutschen Graden)	22,21	19,51	33,98	30,39	22,99
Vydatnost — čerpané množství vody l/s (Wassermenge l/s)	1,8	1,2	0	0,2	0.85
Na^{1+}	720,87	454,74	2.627,53	2.319,0	977,76
Ca^{2+}	102,60	105,81	109,82	101,80	111,42
Mg^{2+}	34,05	20,43	80,74	70,04	32,10
Fe^{3+}	1,06	1,00	0,70	0,0	1,60
Mn^{4+}	0,28	0,46	0,70	0	0,15
NH_4^+	— —	0,35	0,25	—	0,07
Cl^{1-}	105,80	55,20	310,40	308,5	12,80
Br^{1-}	—	—	4,50	—	2,5
J^{1-} °	0,8	st.	1,20	0,95	0,75
SO_4^{2-}	14,40	4,52	6,58	50,20	9,46
HCO_3^-	2.196,65	1.531,55	7,163,51	6.223,8	2.861,74
Kysel. křemičitá (Quarzsäure)	12,33	16,87	12,98	—	9,08
H_2BO_3	—	0	43,3	st.	13,8
Volný (freies) CO_2	1.925,0	1.170,0	1.648,0	2.450,0	2.105,0
H_2S	0	1,08	1,17	0	0,41
1. salinita — S-1	8,32	6,12	7,06	8,71	7,48
2. salinita — S-2	0	0	0	0	0
1. alkalita — A-1	71,37	67,61	83,30	80,72	76,20
2. alkalita — A-2	20,12	25,94	9,58	9,61	16,13
Mořský faktor Ca: Mg (Meeresfaktor)	1,83	3,14	0,82	0,88	2,10
Hloubkový faktor HCO_3:Cl (Tiefenfaktor)	12,10	16,20	13,40	11,72	13,0

Z tohoto rozboru jasně vyplývá jedinečnost nosických minerálních pramenů a jejich význam. V období průzkumu se diskutovala též problematika jejich původu a infiltrační oblasti. Janák je pokládal za vody smíšené ze složky z centrálních Karpat (od JV) a z vedlejší složky alkalické, pocházející od SZ z paleogénu flyšového pásma. K tomuto názoru se přiklání též Šilar (1957) a Hynie (1963). Domnívám se však, že i flyšové vrstvy střednokřídové mohou být mateč-

der chemischen Zusammensetzung der Mineralwässer aus den wichtigsten Bohrungen in Nosice.

B-2	B-4	B-4	B-6	B-6	N-4	N-21	N-24
127,0	153,0	153,0	119,0	119,0	35,0	45,0	40,0
9. 7. 63	5. 12.61	9. 7. 63	11. 7. 63	19. 10. 63	9. 7. 63	9. 7. 63	9. 7. 63
10,2	11,3	11,0	11,0	10,5	10,1	10,4	10,3
23,0	8,0	22,0	20,0	14,0	20,1	20,7	20,0
7,5	7,3	8,5	6,7	6,5	6,5	6,5	6,5
1,0055	1,0042	1,0016	1,0060	1,0043	1,0010	1,0020	1,0020
5.048,0	4.052,0	1.123,0	5.082,0	4.167,0	821,0	2.073,0	1.784,0
4.792,0	3.794,0	1,015,0	4821,0	3.975,0	688,0	1.876,0	1.585,0
13,01	33,87	1,68	27,14	23,55	15,48	19,51	21,53
0	0,12	0	0,35	0,35	2,0	0,3	0,08
2.018,29	1.451,13	432,44	1.919,89	1.551,13	215,18	702,57	574,48
9,62	149,1	4,81	102,60	99,40	81,76	95,39	96,19
50,58	56,42	4,38	55,45	41,83	17,51	26,75	35,02
1,30	1,40	0,22	2,70	0,43	2,60	3,30	0,22
0	0	0	0	0	1,01	0,33	0,22
0,2	–	2,5	–	0,6	2,5	st.č	0,26
272,0	366,0	57,60	241,20	196,40	23,20	85,00	77,0
2,0	–	–	4,0	st.č	–	2,00	2,0
0,8	0,9	0,1	1,25	0,60	0	0	0,4
6,17	13,99	9,05	6,58	6,58	6,17	14,40	38,68
5.162,12	3.941,7	781,03	5.259,0	4.283,46	860,35	2.123,42	1.812,23
18,17	11,03	3,89	6,49	7,79	16,87	7,79	3,24
17,13	2,80	3,0	24,60	33,0	0	4,5	0
331,8	622,0	0	2.213,6	2.330,0	719,4	1.695,0	1.304,0
1,08	0	0,62	24,60	0,75	0,82	0,56	0,41
8,44	14,09	9,32	7,44	7,47	5,24	7,19	9,08
0	0	0	0	0	0	0	0
86,45	69,76	86,32	82,03	81,40	56,35	73,84	67,37
5,01	16,04	3,06	10,36	11,06	36,31	18,45	23,47
0,11	1,60	0,67	1,12	1,44	2,83	2,16	1,66
11,0	6,26	7,90	12,65	12,65	21,70	14,50	13,65

ným prostředím, kde se nosické minerální vody mohly formovat (podobně jako paleogenní flyšové sedimenty v okolí Luhačovic a Bardejova). Proto ani snahu zachytit nosické prameny JV od dnešního prameniště nepokládám za odůvodněnou.

Závěr

Několikaroční hydrogeologický průzkum prameništní oblasti dosud neznámých minerálních vod v našich poměrech zatím nemá obdoby. Příčiny byly vysvětleny v úvodě. Výsledky průzkumu přispěly k poznání hydrogeologického režimu a tím pomáhají zabezpečovat nerušený provoz a případné rozšíření nového léčebného střediska Nimnica. Dnes jsme už dosáhli značné stabilizace kvality minerální vody na jednotlivých vrtech, resp. zjistili podmínky, při kterých tuto stabilitu můžeme zabezpečit.

Řešená úloha nebyla snadná, protože minerální voda netvoří v pravém smyslu stabilní horizont, ale cirkuluje značně nepravidelně po puklinách v 150 m širokém souvrství kompaktních, a proto nepropustných, jemných až středně zrnitých vápnitých pískovců (pravá mocnost souvrství monoklinálně příkře ukloněného k JV je asi 120 m). Souvrství je po obou stranách provázené mohutnými pruhy nepropustných vápnitých jílovců, které spolu s obdobnými pelitickými vložkami uvnitř pískovcového pruhu usměrňují cirkulaci hlavně do vrstevního směru SZ—JV a tak vyvolávají velkou anizotropii v proudění minerální vody. Velkým nebezpečím pro tyto minerální vody je vyústění rozpukaných pískovců do zvodnělých kvarterních náplavů vážského údolí s obzorem prosté podzemní vody, která má snadný přístup do oběhových cest minerálních vod (J-1, B-2, B-4, B-6). Proto bylo na většině vrtů třeba vyzkoušet nejpříznivější podmínky pro odběr minerální vody, aby si udržovala stálou kvalitu. Přitom zajímavé bylo zjištění, že voda nadržená v přehradním jezeře s přetlakem asi 2 atm. na dno přehrady nevykonává žádný pozorovatelný vliv na vodu v náplavech pod přehradou a ani v skalním podkladě pod dnem jezera. Tam se ve vrtech N-9 a N-10 situovaných asi 20 m od přehradní zdi v jezeře ustálila hladina vody na úrovni hladiny v náplavech pod hrází (propustné vrstvy na dně údolí byly izolovány zapažením vrtu s cementací). Dalším zajímavým poznatkem jsou změny mineralizace v nejstarším z nových vrtů (B-1), kde snížením čerpaného množství vody klesala též kvalita minerální vody, takže na tomto vrtě se musí čerpat cca 1 l/sek., aby se kvalita minerální vody udržela na optimální výši. Snížením, ale i zvýšením odběru se kvalita zhoršuje. Na druhých vrtech se taková závislost nezjistila. Na nich zvyšováním odběru se normálně zhoršovala kvalita vody v důsledku pronikání prosté vody od povrchu.

Na všech vrtech se v době klidu hladina vody ustálí přibližně na úrovni vody v odpadním kanálu, který zřejmě určuje i výšku hladiny v náplavech. Časté kolísání průtočného množství v kanálu podle periodického provozu hydrocentrály se projevuje jen nepatrně, značně však hladina stoupne za povodně. Toto jasně prokazuje dynamickou souvislost minerálních vod s prostou vodou v náplavech a případně

i s vodou v kanálu, která na jedné straně sice pomáhá vytlačovat minerální vodu do jejích oběhových cest a po nich k povrchu, avšak na druhé straně může způsobit zhoršení její kvality. Dovoluje též zpravidla odčerpávat větší množství minerální vody, než činí specifická vydatnost málo propustných pískovců. Je nutno proto při odběru minerální vody postupovat velmi opatrně a nepřipustit, aby prostá voda si prorazila do vrtu cestu. Je to úkol zodpovědný a nesnadný, zvlášť se zřetelem na velkou nepravidelnost puklinových cest a neznalost podzemního oběhu vod, které jsou základem tvorby minerální vody. Poměrně stálá a nepříliš vysoká teplota minerální vody na všech vrtech (10—12 °C) nasvědčuje tomu, že její oběh a snad i tvorba nemá hlubinný charakter. V tomto směru bude velkým poučením výsledek nového ještě nedokončeného vrtu B-5, kde očekáváme hranici mezi vrchním pelitickým a pískovcovým souvrstvím (= hlavní „zřídelní linii") v hloubce pod 200 m od povrchu.

LITERATÚRA

[1] Andrusov Dim. (1929): O sigmoidálních ohybech pásma bradlového mezi Oravou a Kysúcou. Věstník SGÚ II/4—6. Praha. — [2] Andrusov Dim. (1930): Příspěvky ke geologii severozáp. Karpat. VI. Stratigrafické rozdělení bradlového obalu. — Věstník SGÚ VI/1, Praha. — [3] Andrusov Dim. (1938): Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západných Karpatech. Část III.—IV. — Rozpravy SGÚ, Praha. — [4] Andrusov Dim. (1945): Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v západných Karpatoch, časť V. — Práce ŠGÚ, Zoš. 13, Bratislava. — [5] Andrusov Dim. (1959): Geológia československých Karpát II. Slov. Akademia vied, Bratislava. — [6] Andrusov D. — Scheibner E. (1960): Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlarou a Tvrdošínom — Geol. sborník IX/2, Bratislava. — [7] Hynie O. (1963): Hydrogeologie ČSSR — II — Minerální vody — ČSAV. — [8] Matula M. (1956): Niektoré poznatky z výskumu inžen̈yrsko-geologických podmienok výstavby vodného diela v Nosiciach — Geolog. sborník VII/1—2, Bratislava. — [9] Salaj J. (1961): Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát — Geol. práce, Zprávy 22, Bratislava. — [10] Salaj J. — Samuel O. (1963): Contribution to the Stratigraphy of Cretaceous of the Klippen belt and Central West Carpathian (Príspevok k stratigrafii kriedy bradl. pásma a centr. Záp. Karpát) — Geolog. sborník XIV/1, Bratislava. — [11] Scheibner E. (1958): Biostratigrafický a litologický výskum vnútorného bradlového pásma na strednom Považí. Rukopis; GÚDŠ, Bratislava. — [12] Šilar J. (1957): Zřídlo alkalicko-muriatické kyselky na vodním díle v Nosicích nad Váhom. Časopis pro miner. a geologii, II/4, Praha. — [13] *Závěrečné zprávy z jednotlivých etap geologického, inženýrsko-geologického a hydrogeologického průzkumu:* O. Hynie; O. Hynie—J. Šilar; D. Andrusov—M. Matula; J. Janák; P. Tkáčik—A. Jakab—K. Pavúr (1961), K. Urban (1962 a 1963).

KAREL URBAN

NEUE ERKENNTNISSE ÜBER DIE HYDROGEOLOGIE DES MINERALWASSERS IN NOSICE

Die alkalischen Mineralwasserquellen, die während des Baues eines Wasserkraftwerkes im Tale des Váh-Flusses (Waag) bei Nosice (4 km östlich von Púchov, in der Nordwestslowakei) im Herbst 1952 entdeckt worden sind, haben einerseits die Bauarbeiten ungünstig beeinflusst, ande-

rerseits aber eine Bemühung um ihre balneotherapeutische Ausnützung ausgerufen. Im Laufe der Bauarbeiten ist es nicht gelungen das Mineralwasser richtig zu fassen. Im Rahmen eines ausgedehnten hydrogeologischen Erkundungsprogramms sind bisher in zwei Etappen insgesammt 5 Bohrungen durchgeführt worden und eine weitere Bohrung (B-5) befindet sich derzeit noch im Bohren. Ausserden wurde in der Zwischenzeit beider Etappen eine Serie von 32 Bohrungen (N-1 bis N-32) bis zur Teufe 50 m erbohrt, z. T. direkt im Revisionsgang der Talsperre, z. T. gleich daneben, um Wasserdurchsickerung durch die Dammunterlage aus der Stausee in das Flusstal unterhalb der Talsperre festzustellen. In diesem Artikel werden die Resultate dieser Erkundungen erläutert.

Das Quellengebiet von Nosice liegt inmitten des breitesten Teiles der Klippenzone der Westkarpathen, wo die flyschähnlichen Schichten der mittleren Kreide zu Tage treten (früher für die sogenannte Klippenhülle gehalten). Quer durch das Flusstal sind als Untergrund des Quartärs 4 lithologische Zonen festgestellt worden.

Die Mineralwässer treten nur in der 150 m breiten Sandsteinzone zu Tage, die sich hier schief in der NW—SO Richtung durch die Flusstalmitte hinüberzieht. Die Hauptaustritte sind an den Kontaktstreifen Sandstein — obere Kalktonsteinzone gebunden. In den wenig durchlässigen dichten Sandsteinen kann sich jedoch kein echter Wasserhorizont gebildet haben, das Wasser fliesst nur durch häufige Klüfte. Dabei ist die Zirkulation in der Richtung des Schichtenstreichens viel grösser als in anderen Richtungen, besonders in der Querrichtung, wo die Tonsteineinlagen unüberwindbare Hindernisse darstellen. Die gegenseitige Beeinflussung einzelner Bohrungen in der Streichenrichtung wurde auf einige hundert Meter beobachtet (z. B. zwischen J-1 und B-1). Die unmittelbare Berührung der stark zerklüfteten Sandsteine auf einer grossen Fläche mit dem freatischen Wasserhorizont in den Alluvionen bringt eine grosse Gefahr für die Mineralwasserquellen von Nosice mit sich: das Normalwasser kann leicht in offene Klüfte eindringen und sich mit dem Mineralwasser mischen.

Solcher Zusammenhang wurde tatsächlich bei den Schöpfversuchen festgestellt. In fast allen Bohrungen, hauptsächlich in den oberflächlichen Partien, sank der z. T. hoher Mineraliengehalt kurz nach Schöpfbeginn meist sehr rasch herab. Deswegen musste man lange Beobachtungen der neuen Bohrungen unter verschiedenen Bedingungen der Wasserabnahme einleiten, um die beste Wasserqualität für die Dauer beizubehalten. So z. B. in der erten Bohrung B-1 hat es sich notwendig erwiesen, eine Pumpmenge von 0,8—1,0 l/s zu halten, um die beste Qualität des Mineralwassers (d. Z. mit 3100 ± 200 mg/l HCO_3') zu erzielen. Bei einer kleineren sowie auch höheren geschöpften Wassermenge sank sofort sprungweise der Mineraliengehalt. In den Bohrungen B-2 und B-4 musste die Mineralwassermenge beim Schöpfen dagegen auf cca 0,1 l/s reduziert werden. Grössere Wassermenge verursachte hier gleich Qualitätsverschlechterung (Zufluss des normalen Wassers von der Oberfläche). Die Bohrung B-3 war vollständig negativ. Auch in der neuesten Bohrung B-6 musste die ursprünglich gepumpte Wassermenge von cca 1,0 l/s auf 0,35 l/s verringert und zuletzt tägliche 12-Stundenpausen eingeführt werden, um den Qualitätsrückgang einzustellen.

In den Ruhepausen stellt sich das Wasserniveau in den Bohrungen allgemein auf den Stand des Wassers in dem Schotterhorizont der Talsohle ein. Dieser Umstand, sowie auch eine Pulsierung des Wasserspiegels im Einklang mit den langfristigen Schwankungen des Wasserstandes im Abflusskanal der Hydrozentrale, zeugt von einem sehr engen hydrologischen Zusammenhang des Mineralwassers mit dem oberen Grundwasserhorizont. Man muss deswegen die Mineralwasserquellen vor einem direkten Einbruch des freatischen Wassers in ihre Umlaufsbahn schützen.

Der rein alkalische chemische Charakter des Mineralwassers von Nosice, welcher in allen hiesigen Bohrungen ähnlich ist (siehe Tab. I.), ist in dieser an Mineralwässer sonst ziemlich reichen Gegend ganz ungewöhnlich, da hier die überwiegenden Quellen dem $Ca^{\cdot\cdot}$- $Mg^{\cdot\cdot}$- Bikarbonat- Typ angehören, z. B. schon Quellen, die 1,5—2 km von unserem Gebiet zu Tage treten.

VOJTECH STRUŇÁK

O MINERÁLNYCH PRAMEŇOCH V OBLASTI GÁNOVCE—HÔRKA

Pri razení prekopu v kišovsko-švábovských mangánových baniach došlo k prievalu minerálnej vody do banských objektov, ktorá vytekala z pukliny, veľkej asi 70 cm. V priebehu cca 17 dňov po tomto prievale došlo k zániku minerálneho prameňa Tatra (č. 52), ktorý sa využíval pre plnenie do fliaš, ako stolová minerálna voda. Spolu s prameňom Tatra zanikli aj iné minerálne pramene v jeho blízkom okolí. Strata pomerne významného zdroja minerálnej vody dala podnet k hľadaniu príčin tohto stavu. Výskum potvrdil, že bola nafáraná jeho výstupná cesta, ktorú tvoril *švábovský zlom* (H y n i e 1951). Zánikom prameňa Tatra dostala sa do popredia otázka rekonštrukcie tohto prameňa a vôbec existencia ďalších minerálnych prameňov v okolí banského poľa. Touto problematikou sa zaoberá predložený príspevok.

Geomorfologické, geologické a tektonické pomery

Študovaná oblasť sa rozkladá V od Popradu; južnú časť územia tvorí vikartovský chrbát, severnú Spišsko-popradská kotlina. Vikartovský chrbát tvorí automorfnú hrasť s reliéfom v štádiu ranej mladosti; jeho svahy sú konvexné a strmé, je tu málo dolín. Sutiny a svahové delúviá majú nepatrnú mocnosť. Nadmorská výška chrbta je 859 m n. m. Reliéf Spišsko-popradskej kotliny bol vytvorený riečnou eróziou. Údolia sú v hornom toku úzke s hlbokými erozívnymi ryhami, ktoré sa postupne rozširujú. Morfologicky výrazne sa prejavuje depresia na čiare Hozelec—Švábovce—Kišovce—Prímovce, ktorú tvorí priekopová prepadlina, široká cca 2 km, okolo 570 m n. m.

Najstarším súvrstvím je komplex hrubozrnných svetlých kremencov, pieskovcov a pestrých bridlíc červenkastej až hnedej farby (spodný trias). Tiahne sa od Kvetnice po Machalovce a ďalej k Spišskému Štvrtku. Na toto súvrstvie sú viazané prúdy a intruzívne telesá melafýrových porfyritov, ktoré tvoria v okolí Švábovce vikartovský chrbát. Stredný trias v okolí Kišoviec a Švábovce na povrch nevystupuje;

vo forme vápencov a dolomitov leží v podloží paleogénu a zistil sa na niekoľkých miestach švábovského zlomu („penité vápence" Munka). Penité sú preto, lebo blízko porúch boli vystavené účinkom minerálnych vôd. Vápence a dolomity pokračujú v podobe podzemného valu alebo chrbta smerom k Levoči.

Na mezozoiku diskordantne leží paleogénne súvrstvie zlepencov, bridlíc a pieskovcov, s nepatrnými vložkami lesklého hnedého uhlia a s polohami mangánovej rudy. Na základe mikropaleontologického výskumu celý komplex patrí vrchnému eocénu (K a n t o r o v á 1954). Bazálny zlepenec leží transgresívne a diskordantne na podložnom mezozoiku; jeho materiál pochádza z blízkeho okolia a skladá sa z vápencov, dolomitov, melafýrov, pieskovcov a werfenských bridlíc. Mocnosť zlepencového súvrstvia je 3—5 m, v západnej časti až 30 m. Zlepence prechádzajú vo vrchnej časti do hrubozrnných pieskovcov, zložených z toho istého materiálu; sú málo stmelené vápnitým tmelom a rýchle zvetrávajú. V nadloží je bridličnato-pieskovcové súvrstvie flyšového charakteru s polohami mangánovej rudy. Spodnú časť súvrstvia tvoria bridlice s vložkami pieskovcov, vo vrchnej prevládajú polohy pieskovcov nad bridlicami. Generálny sklon vrstiev je 15—20° k SV.

V súvrství leží konkordantne mangánová ruda, tvoriaca v hlavnej časti ložiska Kišovce—Švábovce a v širšom okolí dva sloje: vrchný 0,05—0,40 m, spodný mocný 0,3—3 m. Spodný sloj sa nachádza dosť pravidelne v mohutných polohách flyšových bridlíc, v súvrství s prevahou pieskovcov. Celé ložisko leží takmer horizontálne a na južnom okraji vychádza na povrch. Dá sa sledovať od Gánoviec smerom na východ v dĺžke asi 12 km; Z od Gánoviec postupne vykliňuje. Pokračuje smerom severným k rieke Poprad.

Kvartér zastupujú svahové hliny a sutiny, elúviá a štrkopiesčité náplavy Gánovského potoka. Časté sú travertíny, ktoré sa recentne vyzrážali z minerálnych vôd. Tvoria pruhy sledujúce zlomové pásma v miestach, kde minerálne vody vystupovali na povrch.

Územie medzi vikartovským chrbtom a obcami Švábovce—Hôrka je postihnuté radom smerných zlomov. Ide tu o prejav popaleogénnej fázy vrásnenia, ktorá tlakom jadrových pohorí (Spišsko-gemerské rudohorie) spôsobila stlačenie flyšového pásma a vznik veľkých antiklinál a synklinálnych pásiem s poklesovou tektonikou. Vikartovský chrbát má V—Z smer s úklonom vrstiev k juhu. Jeho nápadná morfologická samostatnosť a výraznosť je spôsobená mladými tektonickými pohybmi, o čom svedčí skutočnosť, že rušivá činnosť povrchovej vody zasiahla pôvodné tektonické formy veľmi málo. Vikartovský chrbát sa osamostatňoval pozdĺž dislokácie, alebo niekoľkých rovnobežných dislokácií prešmykového rázu na južnom svahu. Zdvihnutie chrbta pozdĺž zlomov dalo mu na jednej strane charakter automorfnej hrasti; na druhej strane vytvorila sa vo flyši v okolí Šváboviec, teda na jeho severnej strane priekopová prepadlina. Uvoľnením tlaku, alebo spätným presunom vikartovského chrbta na juh, vzniklo na jeho severnej strane pásmo široké cca 2 km, rozlámané pozdĺžnymi zlomami na kryhy nerovnomerne poklesnuté.

Najhlbšie poklesli kryhy v strede oslabeného pásma (až 130 m — švábovský skok), smerom k okraju menej.

Priekopovú prepadlinu tvoria zlomy dvojakého typu:

1. *staršie zlomy:* a) bližšie k vikartovskému chrbtu s úklonom k S tvoria južné krídlo priekopovej prepadliny a pozdĺž nich severnejšia kryha poklesla oproti južnej; b) zlomy s úklonom k juhu v severnom krídle priekopovej prepadliny; pozdĺž nich južnejšie kryhy poklesli oproti severnejším. Zlomy staršieho typu postihli aj podložné mezozoikum a vihorlatský chrbát;
2. *mladšie zlomy* majú smer SSV—JJZ s úklonmi raz na západ, inokedy na východ.

Celá táto oblasť od Spišskej Teplice cez Gánovce, Švábovce a ďalej na V predstavuje zónu porúch, s početnými minerálnymi prameňmi, ktoré sú medzi sebou geneticky späté a doprevádzané recentným usadzovaním travertínu.

Hydrogeologické pomery

Na základe geologickej stavby celé územie môžeme rozdeliť do dvoch hydrogeologických celkov: prvý tvorí mezozoikum vikartovského chrbta — južná časť územia, druhý zaberá paleogénna výplň Spišsko-popradskej kotliny — severná časť územia. Hranicou medzi nimi je tektonická línia. Okrem týchto celkov treba spomenúť aj vápencovo-dolomitický komplex hornín v podloží paleogénu, ktorý je nositeľom prakticky všetkých minerálnych vôd v tomto území.

Podzemné vody môžeme rozdeliť do dvoch skupín: 1. obyčajné vody; 2. minerálne vody. Obidve skupiny nedajú sa často dosť presne ohraničiť a často ide o tzv. zmiešané vody, keď obyčajné vody majú určitý podiel minerálií alebo CO_2. Obidva typy sú viazané na mezozoikum i na paleogén. Zmiešané vody sa najčastejšie vyskytujú v paleogénnych horninách.

Obyčajné vody

Výskyt a množstvo obyčajných podzemných vôd v mezozoiku závisí od jeho vertikálnej členitosti, plošného rozšírenia, úložných pomerov, mocnosti, puklinovitosti, od charakteru pokryvných útvarov a klimatických pomerov, ako sú zrážky, teplota a pod.

Mezozoikum vikartovského chrbta na ploche niekoľko km^2 tvoria nepriepustné bridlice, melafýry a kremence, ktoré poskytujú len veľmi nepatrné množstvá podzemnej vody. Odvodňované sú len ojedinelými puklinovými alebo nepravými sutinovými prameňmi o malej výdatnosti (0,0 do 2 l/min.); v letnom období často vysýchajú. Teplota vôd kolíše podľa dennej teploty (pramene č. 63, 64, 65, 66).

Flyšové súvrstvie začína bazálnymi zlepencami, ktoré prechádzajú do pieskovcov; hoci tieto horniny sú dobre priepustné, nie sú spôsobilé akumulovať väčšie množstvo podzemnej vody pre malú mocnosť a malé plošné rozšírenie. Časté striedanie pieskovcov a bridlíc s mangánovými slojmi tvorí komplex len málo zvodnený. Podzemné vody môžu byť viazané len na polohy pieskovcov; tak vznikli viaceré vodné obzory, často prerušované tektonickými poruchami. Vodné zrážky vsiakajú len v miestach, kde pieskovce vychádzajú na povrch, alebo po puklinách a zlomoch. Cirkulácia vody je možná len puklinami a zlomami.

Nedostatok obyčajnej podzemnej vody v tejto oblasti sa prejavuje hlavne pri dobývaní mangánovej rudy. Do vydobytých banských priestorov z nadložia priteká len niekoľko desiatok l/min. vody, hoci prítokové cesty sa zlepšili či už zavalením stropu, alebo používaním trhavín. Pramene sú vrstevné, menej puklinové; ich výdatnosť nepresahuje 1 l/min. a závisí od zrážok (pramene č. 33, 37, 39, 40, 41, 42). Teplota vody sa pohybuje od 10 do 13° v závislosti na teplote vzduchu. Voda je mdlá, bez chuti, s častým zákalom a v prevažnej miere je celkom nevhodná na pitie.

Kvartérne sedimenty sú z hľadiska hydrogeologického viacmenej nepriepustné. Flyšové elúvia sú vo väčšine prípadov hlinito-ílovité a zabraňujú vsiakaniu zrážkových vôd. Náplavy Gánovského potoka, i keď sú priepustné, neobsahujú viac vody pre malú mocnosť; aj tak prevažuje tu voda minerálna, ktorá tvorí plošné vývery a mokratiny.

Z toho vyplýva, že v celej oblasti nie sú priaznivé podmienky pre akumuláciu obyčajnej podzemnej vody. Výdatnosť prameňov je labilná, reagujúca na zrážky; v suchých mesiacoch vysýchajú. Cirkulácia vôd je rýchla; poukazujú na to veľké a náhle zmeny teploty podzemných vôd, ktoré kolíšu od 10 do 15 °C, pričom rozdiely jednotlivých meraní sú až 3—4 °C.

Vývery obyčajných vôd často zapáchajú sírovodíkom. Analýzy ukázali, že nejde o typické obyčajné vody, ale *zmiešané s vodami minerálnymi*, sú teda čiastočne mineralizované.

Minerálne vody

Podstatnú časť zásob podzemných vôd skúmaného územia tvoria minerálne vody, vyvierajúce v samostatných prameňoch i celých pramenných skupinách na povrchu terénu, alebo v banských objektoch. Geneticky všetky patria mezozoickým horninám — vápencom a dolomitom stredného triasu, v podloží paleogénnych sedimentov. Avšak nemôžeme úplne vylúčiť ani určitý podiel paleogénnych sedimentov na tvorbe minerálnych vôd.

Minerálne vody v tomto území vznikali najpravdepodobnejšie v 3 fázach: v prvej sa uplatňuje výstup juvenílnych zložiek, hlavne plynov (CO_2) po zlomoch k povrchu. V druhej fáze dochádza k tvorbe minerálnych vôd v hĺbke od niekoľko desiatok metrov do 600 až 800 m (súdiac podľa teploty). V tretej fáze vystupuje minerálna voda k povrchu po zlomových líniách, siahajúcich často až k povrchu terénu. V mnohých prípadoch však minerálna voda sa na povrch vôbec nedostane. Všetky minerálne pramene s prirodzeným výstupom nachádzajú sa na miestach, kde je zemská kôra porušená zlomami; najvýdatnejšie sú na križovaní zlomov. Význam zlomu, či poruchy z hľadiska hydrogeologického závisí od jeho priepustnosti a hĺbkového dosahu. Minerálne pramene sledujú priebeh pozdĺžnych zlomov smeru Z—V, ktoré sa zdajú byť mohutnejšie; sústredené vývery sú na križovatkách týchto zlomov so zlomami smeru SSV—JJZ.

Asi 500 m od Gánoviec vyviera prameň č. 11; teplota vody je 20,5 °C; obsah CO_2 asi 1930 mg/lit., výdatnosť 12—15 lit/min., odparok pri 105 °C 2833 mg/lit. Na kišovskej línii hlbší obeh dá sa predpokladať u prameňov č. 32, 34, 35, 36, 43, 52. Pramene č. 32, 34, 35, 36 vyvierajú v banskom poli Švábovce pri tzv. švábovskom skoku asi 50 m J od poruchového pásma. Banskými prácami boli priamo narazené výstupné cesty. Výdatnosť týchto prameňov sa pohybuje od 180 do 390 l/min., teplota vody 22—23 °C, CO_2 1400—1600 mg/lit. Výstupné cesty pred narazením banskými prácami asi nedosiahli povrch terénu.

Hlbší obeh má aj prameň č. 43, zachytený vrtom na tzv. tarnovskej poruche. Teplota vody je 21 °C, obsah CO_2 asi 1700 mg/lit., výdatnosť 12—14 l/min. Voda obsahuje 0,55 mg/l Mn; v okolí sedimentuje travertín. Sem patril aj zaniknutý minerálny prameň č. 52 — Tatra; svedčí o tom pomerne veľká výdatnosť (180 l/min.), stála teplota (10,1 °C), vysoká mineralizácia (4935 mg/l) a obsah CO_2 až 3050 mg/l. Ako už sme spomínali v úvode, r. 1951 banskými prácami bola narazená výstupná cesta tohto prameňa i prameňov č. 44, 45, 46, 49, 50, 51, 53, čo spôsobilo neskôr ich zánik. Prieval nastal v blízkosti križovania švábovského zlomu s priečnym tarnovským zlomom asi 130 m pod terénom. Časť banského poľa v mieste prievalu je zaplavená minerálnou vodou, zaplynená CO_2 a neprístupná.

Charakteristické hodnoty vôd minerálnych prameňov v mg/l.

Prameň číslo	4	6	11	32	34	35	36	43	Tatra*
$Na^{\cdot}$	57,0	73,5	153,0	162,5	151,0	147,0	148,5	165,9	156,8
$Ca^{\cdot\cdot}$	600,3	600,4	540,2	640,4	630,8	617,2	620,4	621,2	738,6
$Mg^{\cdot\cdot}$	209,1	223,7	189,2	242,2	203,3	209,6	209,6	191,1	238,5
$Cl^{\cdot}$	27,0	32,2	58,5	74,2	68,2	67,7	67,2	69,9	129
$SO_4^{\cdot\cdot}$	983,8	977,7	650,1	862,9	650,9	645,2	651,8	608,1	1025
$HCO_3^{\prime}$	1731	1848	2074	2372,9	2397,3	2385	2391	2397,3	2400

* Zloženie vody podľa Hankó (1913).

Vody tejto skupiny sú zemité, uhličité, hypotonické, studené, niektoré sú sadrové.

K minerálnym vodám s *predpokladaným plytším obehom* patria pramene minerálnych vôd v okolí Gánoviec, Hôrky a Ondreja. O plytšom obehu svedčia malé výdatnosti (1 do 8,8 l/min.), časté výkyvy v teplote vody, pomerne rýchly vplyv zrážok a kolísajúce množstvo CO_2.

Z významnejších prameňov tejto skupiny sú pramene č. 1, 2, o výdatnosti 1,5 a 3,2 lit/min. Teplota vody 11 °C, obsah CO_2 2300—2500 mg/lit., odparok 3238 a 3004 mg/lit. Ďalšie pramene na zlomovej línii od Gánoviec ku Kišovciam tvoria jazierka alebo močiare. Časť z nich zanikla, čomu nasvedčujú travertínové kopy. Zachovali sa len pramene č. 8, 9, 10, 12, 13, 14, 15, 16 a 17.

Výdatnejší je iba prameň č. 19 na ľavom brehu Gánovského potoka (až 40 l/min.); teplota vody 12—13 °C, obsah CO_2 asi 1760 mg/lit. Pramene č. 21 a 22 sú teplé 14 °C, obsah CO_2 medzi 1350—1450 mg/lit., majú výdatnosť 2—8 l/min., H_2S 0,27—0,14 mg/l. Prameň č. 28 používa sa na pitie pre miestne obyvateľstvo. Teplota vody je 11,5 °C, obsah CO_2 2200 mg/l., výdatnosť 1,2 l/min. Sem patria aj všetky minerálne pramene z okolia Hôrky (prameň č. 56 o výdatnosti cca 3,8 l/min.).

Charakteristické hodnoty vôd minerálnych prameňov v mg/l.

Prameň číslo	1	2	19	21	22	56
Na^{+}	60,6	62,1	99,1	107,0	100,5	78,2
Ca^{++}	606,0	558,7	429,6	541	520,2	333,4
Mg^{++}	216,9	205,2	167,3	168,7	165,3	109,9
Cl^{-}	21,5	19,5	39,6	41,5	38,8	32,4
SO_4^{--}	1053	966,2	605,3	800,3	756,3	262,9
HCO_3^{-}	1720	1634,8	1573	1689,7	1714	1384,7
Odparok pri 105 °C	3238	3004	2374	2744	2680	1568

Vody sú zemité, uhličité, hypotonické, studené, niektoré sadrové.

Minerálne pramene pochádzajúce z *hornín flyšového komplexu*, majú odlišný charakter ako mezozoické hlavne vplyvom iného charakteru horninového prostredia. Majú teplotu 16—17 °C a tvoria sa v hĺbke okolo 100—250 m. Cirkuláciu vôd umožňujú pukliny a trhliny alebo pieskovcové polohy. V týchto vodách nebol pozorovaný CO_2, ale zato je tu viac H_2S. Majú nápadne zvýšený obsah Na, kým Ca a Mg sú zastúpené len v nepatrných množstvách.

Príkladom vody tohto typu je výver v banskom poli Kišovce (prameň č. 38) z trhliny na strope; voda je slabo zakalená, má mdlú chuť. Obsah H_2S je 3,19 mg/l, pH 7,9, výdatnosť 0,03 l/min., teplota vody 17 °C.

Minerálny prameň č. 59 vyviera na tektonickej poruche v údolí Ondrejského potoka, oproti prameňu č. 38 má zvýšený obsah Ca a Mg. Teplota vody je 11 °C, obsah CO_2 550 mg/l, výdatnosť nemerateľná.

Charakteristické hodnoty vôd minerálnych prameňov v mg/l.

prameň číslo	38	59
Na^{+}	432,0	614,0
Ca^{++}	3,2	197,2
Mg^{++}	3,4	60,2
Cl^{-}	24,7	22,2
SO^{--}	31,2	157,8
HC_3^{-}	1091,9	2290
Odparok pri 105 °C	1050	758

Vody tejto skupiny sú zásadité, hypotonické, studené.

K tzv. *zmiešaným vodám* by sme mohli zaradiť pramene č. 30 a 60. Obsah CO_2 je 450—540 mg/l, teplota 11—12 °C; výdatnosť nemerateľná. Podľa chemických rozborov nie sú to vody minerálne, obsahujú len zvýšené množstvo Ca (160—190 mg/l), Mg (45—61 mg/l), sírany 160 mg/l a bikarbonáty 600—700 mg/l.

Záver

Pri posudzovaní minerálnych prameňov v tomto území v súvislosti s rozvojom ťažby Mn rudy treba zdôrazniť, že banské práce narušujú režim týchto vôd. Výstupné cesty minerálnych vôd predstavujú zlomové línie. Ťažobné štôlne prerážajú jednotlivé zlomy obyčajne naprieč a tým vytvárajú akési drény pre zvod minerálnej vody nielen v mieste styku štôlne so zlomom, ale aj v okruhu niekoľkých desiatok, ba i sto metrov. Závažným činiteľom sú tu vydolované oblasti, znižujúce tiež hydrostatický tlak minerálnych vôd, ktoré sú v určitej hydrologickej spojitosti. Ak znížime hydrostatický tlak jednej výstupnej vetvy prameňa, dochádza k postupnému vyrovnávaniu tlakov v prameňoch ostatných; tak zaniká celá skupina prameňov.

Zánik prameňov sa deje dvojakým spôsobom: v prvom prípade náhle pri priamom narazení výstupnej cesty; v druhom prípade postupne v dôsledku nepriamo pôsobiacich drenážnych účinkov banských diel, závalov a pod. I keď nemáme dáta o sústavnom dlhšom pozorovaní prameňov, niektoré okolnosti nasvedčujú tomu, že ide o *pomalé zanikanie prameňov*. Dokazujú to travertínové kopy s vyschnutým kráterom, suché prameniská, pramene s hladinou pod terénom a čiastočne aj suché výrony CO_2. Časová postupnosť zanikania prameňov závisí aj od veľkosti zásahu. Tak napr. prameň Tatra reagoval na prieval cca za 17 dní; u ostatných prameňov, okrem kúpeľného prameňa v Gánovciach, ide o pomalé zanikanie, ktoré sa prejavuje zmenšovaním výdatnosti a poklesom hladiny. Ak zvážime, že ich výstupné cesty neboli priamo narazené tak, ako u prameňa Tatra, potom príčinou ich zanikania môžu byť len drenážne účinky banských diel. Podzemné vyťažené priestory a štôlne budú aj naďalej narušovať režim týchto vôd, čo sa bude prejavovať ich postupným zanikaním na povrchu terénu a pribúdaním prítokov do banských objektov. Snaha o zachovanie týchto prameňov zdá sa pri terajšom rozfáraní územia márna, lebo prakticky všetky minerálne pramene, okrem skupiny prameňov v Gánovciach, sa vyskytujú v miestach tektonicky postihnutých, ktoré sú t. č. už aj prakticky vyťažené. Ďalšia ťažba Mn rudy, hlavne v SZ časti ložiska, tieto pomery môže ešte skomplikovať.

Pokiaľ ide o samotný prameň Tatra, geologické podmienky vzniku tohto prameňa sú zachované. Problematické ostávajú hydraulické pomery; tie sú totiž zmenené natoľko, že je malá pravdepodobnosť ich obnovy. Východiskom by bol azda štruktúrny vrt, ktorým sa sa zachytila minerálna voda na rozhraní zóny jej tvorenia a výstupu k povrchu.

Geologický prieskum,
Žilina

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1959: Geológia čsl. Karpát II. SAV Bratislava. — [2] Bystrický J., 1949: Geologické posúdenie vodných zdrojov v okolí Kišovce—Švábovce. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratsilava. — [3] Dobiáš J., 1953: Švábovce, hydrogeologie. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Hynie O., 1951: Geologický posudek o průvalu kyselky do mangánových dolů v Kišovcích-Švábovcích u Popradu a vlivu tohoto průvalu na pramen Tatra a okolní prameny. Rukopis; archív ŽB, Kišovce, Švábovce. — [5] Ilavský J., 1950: Geologické pomery okolia Šváboviec, Geol. sborník I/2, Bratislava. — [6] Ilavský J., Pecho J., Priechodská Z., 1954: Poznámky ku geológii a tektonike flyša Spišskej kotliny, Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava. — [7] Kantorová V., 1954: Mikropaleontologický výskum podtatranského flyša, Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [8] Koša J., 1962: Hydrogeologické pomery oblasti Kišovce—Švábovce. Rukopis; diplomová práca. — [9] Maheľ M., 1948: Geologický posudok o zmiznutí pitnej vody v obci Hôrka osada Kišovce. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Řezáč B., 1955: Předběžná zpráva o hydrogeologických poměrech v oblasti švábovského skoku. Rukopis; archív ŽB, Kišovce. — [11] Roth Z., 1939: Geologické poměry v okolí Lučivné pod Tatrami, Rozpravy ČSAV 18, Praha. — [12] Struňák V., 1962: Výskum minerálnych prameňov v oblasti Hôrka—Švábovce so zameraním na možnosť získania zaniknutého prameňa Tatra. Rukopis; archív GP Žilina. — [13] Záverečná zpráva a výpočet zásob z ložiska Levočské pohorie Mn so stavom k 1. IV. 1957, archív GP Žilina. — [14] Řezáč B., 1958: Hydrogeologické studie z důlní oblasti Kišovce—Švábovce. Věstník ÚÚG XXXIV/2, Praha.

MIROSLAV RAČICKÝ

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY VÁTOVECKEJ MEDZIKRYHY V JUHOSLOVENSKEJ UHOĽNEJ PANVE

Úvod

Nateraz prebieha intenzívny geologický a hydrogeologický prieskum všetkých uhoľných panví ČSSR a teda aj Juhoslov. uhoľnej panvy (JUP) a rieši sa pritom celý rad problémov. V tomto článku popisujem hydrogeologické pomery tzv. vátoveckej medzikryhy v Juhoslovenskej uhoľnej panve, rozprestierajúcej sa zhruba medzi obcami Žihlava, Vátovce, Horná Strehová, Brusník, Senné, Suché Brezovo, Horné Strháre, Dolné Strháre, Pôtor (teda približne v strednej časti JUP).

Južná časť medzi obcami Pôtor, Žihlava, Vátovce, je rovinatá; nadmorská výška sa pohybuje okolo 195 m, pričom výškové rozdiely nepresahujú 10 m. Len na JZ okraji sú výškové rozdiely o niečo väčšie a nadmorská výška až okolo 230 m. Údolia potokov sú široké, ploché, s malým spádom. Túto časť územia pod hlinami a štrkovými nánosmi budujú mäkké horniny (íly, sliene, piesky) karpatu, helvétu a burdigalu, ktoré ľahko podliehajú erózii.

Severná časť je kopcovitá so stúpaním na sever. V úseku, kde ešte zasahujú výbežky helvétskych sedimentov, je priemerná nadmorská výška menšia, údolia široké, s miernymi svahmi. V časti, kde majú prevahu tortónske pyroklastiká, má terén ráz výrazne kopcovitý, údolia sú užšie a hlbšie a nadmorská výška miestami i nad 400 m (kóta Háj 446 m). Sedimenty karpatu a helvétu (mangánové a onkoforové piesky) vystupujú tu spod tortónskych pyroklastík len v niektorých hlbších údoliach.

Územím preteká viac potokov prevažne SZ—JV smeru, v najsevernejšej časti aj S—J smeru. Po západnej hranici územia tečie Stará rieka, ktorá na naše územie priteká pri obci Žihlava už pod názvom Turianka. Západne od obce Suché Brezovo je to Koprovnica, ktorá sa 2 km od Dolných Strhár spája s Lomianskym potokom a ďalej na juh pokračujú pod spoločným menom Slatinka. Potok Tisovník priteká od Senného cez Brusník a z vátoveckej medzikryhy odetká pri obci Horná

Strehová. Okrem toho je tu ešte niekoľko drobných nepomenovaných potokov. Všetky patria do hlavného povodia Dunaja, čiastkového povodia Ipľa.

Málo zalesnené svahy, skalný podklad v malých hĺbkach, plytké svahové sutiny a malé alúviá v hornom toku potokov majú malú retenčnú schopnosť, a preto prietočné množstvo vody v potokoch závisí priamo na zrážkach. Hlavné hydrologické dáta uvádzam v dvoch tabuľkách (tab. č. 1 a tab. č. 2).

Z tabuľky 1 vidíme, že v smere toku klesá odtokový súčiniteľ a špecifický odtok. V priemere vysoký špecifický odtok je zapríčinený malým, v horných častiach toku prakticky žiadnym podzemným odtokom; v nižších častiach toku sa zmenšuje hlavne v dôsledku väčšieho podzemného odtoku v alúviu (údaje podľa ŠVP — povodie Ipľa).

Tab. 1

Tok	Miesto	Plocha km²	Zrážky mm	Strata mm	Odtok mm	Odtokový súčiniteľ	Špec. odtok l/sek.	Prietok m³/sek
Strehová (Tisovník)	nad potokom Stará Huta	16,538	860	611	249	29	7,9	0,13
Stará Huta	ústie	9,731	845	586	259	31	8,2	0,08
Strehová (Tisovník)	pod potokom Stará Huta	26,264	850	598	252	30	8,0	0,21
Stará rieka	nad Koprovnicou	69,811	807	589	218	27	6,9	0,48
Koprovnica	ústie	66,619	814	600	214	26	6,8	0,45
Stará rieka	pod Koprovnicou	136,430	810	596	214	26	6,8	0,93
Stará rieka	ústie	160,943	797	592	205	26	6,5	1,05
Strehová	pod Starou riekou ústia	441,143	780	569	211	27	6,7	2,96

V tabuľke 2 sú výsledky meraní prietoku potoka Koprovnica (Slatinka) po štvormesačnom období sucha v čase od 11. X. 61 do 21. X. 1961. Tunel (tab. 2) bol v čase merania vo výstavbe, nateraz už odvádza vody Starej rieky do Koprovnice. Tým sa má dosiahnuť zmenšenie prítoku vôd od banských závodov Slatinka II, Bukovec, Háj, Dolina. Tunel je vyrazený v onkoforových a manganových pieskoch.

Tab. 2

	Miesto	Prietok l/sek.
Koprovnica	2 km severne od obce Suché Brezovo pod ústím nepomenovaného potoka	216
Koprovnica	20 m nad výtokom vody z tunela	154
Prítok z tunela		83,5
Koprovnica + tunel		237,5
Koprovnica (Slatinka)	1 km SZ od obce Pôtor v regulovanej preložke	175
Koprovnica (Slatinka)	100 m J od mosta v Pôtri	230

Z uvedenej tabuľky je zrejmé, že v hornej časti potoka Koprovnica (kde sú trvalé pramene a menšia mocnosť alúvia) je v období sucha väčší prietok vody ako v nižšej časti, kde sa časť vody stráca do alúvia (pod ktorým sú andezitové tufy, mangánové a onkoforové piesky), t. j. až cca 1 km SZ od obce Pôtor. Tento fakt je zaujímavý už aj preto, že ku strate vody dochádza aj v novoregulovanej preložke potoka, ktorá mala zabrániť strate vody.

Naproti tomu asi 1 km SZ od obce Pôtor až asi 100 m J od mosta (zrejme až po ústie Starej rieky do Koprovnice-Slatinky), potok preteká cez zamokrené aluviálne náplavy, ktoré sčasti odvodňuje (a zrejme aj podložné andezitové a medzislojové piesky). Obdobné pomery môžu byť aj na iných potokoch.

Popisované územie patrí (Končeк, 1962) do oblasti teplej s okrskami: A_4 (juhovýchodná časť), podnebie teplé, mierne suché s chladnou zimou; A_6 (ostatná časť územia) — podnebie teplé, mierne vlhké s chladnou zimou. Priemerné ročné zrážky sa pohybujú okolo 660 mm; krátkodobé búrky s množstvom zrážok nad 70 mm za 24 hod. sa nevyskytli.

Priemerná ročná teplota je +7,8 °C, v lete max. 36 °C, v zime min. —32 °C. Prevládajúci smer vetrov je SZ—JV. Povrchové zeminy premrzávajú do hĺbky 60—100 cm. Relatívna vlhkosť je za rok 77 %, ročný priemer oblačnosti 56 %. Údaje o výpare sa nám nepodarilo zistiť.

V celej oblasti JUP sa uskutočnil systematický vrtný prieskum zväčša najviac 30 m do podložia produktívnych vrstiev. Len na niektorých vrtoch realizovali sa aj hydrogeologické pozorovania (do r. 1956) u vrtov s prietokom vody nad terénom, eventuálne u vrtov eruptujúcich. Na základe týchto podkladov a pozorovaní na tzv. okrajových závodoch (Háj, Slatinka, Bukovec) vypracoval Maheľ (1952) a neskôr aj Hynie—Myslil (1953) a Myslil (1955) svoje štúdiá. V súvislosti s výstavbou banských závodov Kováč (1954) vypracoval projekt odvodnenia ložiska, ktorá má skôr charakter metodických pokynov.

Ďalší pracovníci, ako Ďaďo (1955), Brodňan—Holub (1957) sa pridržiavajú pri hodnotení hydrogeol. pomerov uvedených štúdií. Od roku 1956 sa začali realizovať informatívne hydrogeologické výskumy s pomerne malým počtom vrtov.

V rokoch 1959—1961 sa uskutočnil hydrogeologický prieskum na hydrouzle v blízkosti obce Pôtor (Račický 1962) a od roku 1960 základný hydrogeologický výskum (Franko 1961; Choma—Hanzel 1962, 1963). Fides (1961) vyhodnotil časť starších odvodňovacích prác, od roku 1956 a neskôr (1962) aj hydrouzol v banskom poli Selce. Väčšina týchto prác (vyjmúc Myslil 1955; Kováč 1954) zostala nepublikovaná.

Geologická charakteristika územia

JUP je časťou terciérnej geosynklinály, ktorá sa rozprestiera na území južného Slovenska a severného Maďarska. Na S je obmedzená gemeridami a JZ výbežkami veporského pásma, teraz prikrytými andezitovými masívmi Kremnicko-štiav-

nického rudohoria, na Z mezozoickým Novohradským pohorím, na J paleozoikom Dunajského hrebeňa a na JV pohorím Bükk.

Podložie tvorí sčasti *kryštalinikum* a *triasové kremence*, ktoré vystupujú na povrch na severnom okraji panvy. Na nich sú *paleogénne vrstvy*, ktoré tvoria podložie neogénnej výplne panvy. Na J lemujú panvu kľukato prebiehajúce vrstvy paleogénu, čo podľa Čechoviča (1952) poukazuje na ich tektonické obmedzenie. Severná hranica je zakrytá eruptívami južného okraja Kremnicko-štiavnického rudohoria; len malé ostrovčeky kryštalinika a mezozoika, ktoré miestami vystupujú z ich podložia, umožňujú približne určiť severný okraj panvy.

Kryštalinikum v skúmanom území na povrch nevystupuje a nebolo zastihnuté ani prieskumnými prácami. Mezozoikum bolo zistené na jednom vrte (kremence). Podľa charakteru horniny predpokladáme, že ide o ponorený hrebeň, ktorý súvisí s výskytom kremenca na Vanovom vrchu (S od obce Horná Strehová).

Paleogénne sedimenty, ktoré tvoria priame podložie JUP, patria vrchnému *oligocénu — chatu*, ktorý však na území vátoveckej medzikryhy nebol prieskumnými prácami zistený. Z akvitánu boli na území medzikryhy overené len vrchné obzory, ktoré tvoria vápnité piesky a pieskovce (až 150 m), medzi ktorými sú pozvoľné prechody. Piesky sú hnedé až sivohnedé, jemno až strednozrnné, vápnité. Pieskovce sú značne pelitické, jemnozrnné, nevrstevnaté, vápenaté, zelené až sivozelené.

Na báze *burdigalu* sú bazálne zlepence a pieskovce. Zlepence sú miestami zastúpené hrubozrnnými pieskami, tmelenými slienitým tmelom a sú vyvinuté hlavne v južných častiach panvy. Jemné až hrubozrnné piesky a pieskovce sú zastúpené hlavne v južnej časti panvy: inde tvoria iba denudačné ostrovčeky. Vrchný burdigal je zastúpený súvrstvím terestrického pôvodu, neveľkej mocnosti. V spodnom obzore sú to zväčša hrubozrnné štrky (5—10 m), zriedkavo zlepence, ktoré často prechádzajú do pieskov a pieskovcov s vložkami pestrých ílov. Vzácne sa objavujú vložky ružovkastého sladkovodného vápenca. Ďalší obzor tvoria ryodacitové tufy a tufity, s častým prechodom z tufu do tufitu a tufitického ílu. Tento materiál tvorí často šošovky uzavreté v pestrých íloch. Vrchný obzor tvoria zelenosivé, jemnozrnné ílovité, niekedy i slienité piesky. Celé terestrické súvrstvie dosahuje mocnosť 10—50 m a je miestami uložené bezprostredne v podloží spodného uhoľného sloja.

Helvét leží diskordantne na burdigalských sedimentoch a dosahuje mocnosť až 250 m. Bázu tvorí tzv. produktívne súvrstvie s uhoľnými slojmi. Na báze produktívneho súvrstvia na území medzikryhy sú sivozelené íly, vápnité a ílovité piesky a na nich spodný uhoľný sloj, miestami i jeho spodná lavica. Vzdialenosť medzi spodným uhoľným slojom a jeho lavicou (cca 10—15 m) vypĺňajú íly a kremité piesky. Asi 20 m nad spodným uhoľným slojom je stredný sloj; medzi nimi je pestré súvrstvie, v ktorom sa horniny a vrstvy nepravidelne a veľmi rýchle striedajú, resp. vykliňujú. Ide o piesky jemno a strednozrnné a tzv. medzislojové íly rôznej piesčitosti. Nad stredným uhoľným slojom sú tzv. medzislojové kremité

piesky, rôznej granulácie, zväčša jemno, menej strednozrnné, len zriedkavo hrubozrnné, a s ojedinelými šošovkami medzislojových ílov.

V nadloží medzislojových kremitých pieskov je vrchný uhoľný sloj, v južnej časti vátoveckej medzikryhy sedimentovali naň nadložné íly, v SZ časti sú medzi vrchným slojom a nadložnými ílmi tzv. nadložné kremité piesky (5—20 m). Nad vrchným uhoľným slojom, resp. kremitými pieskami je tzv. súvrstvie nadložných ílov, v spodnej časti piesčité, vyššie vrstevnaté, s lastúrnatým rozpadom, o mocnosti až 200 m. Farba nadložných ílov je sivá až tmavosivá.

Na nadložných íloch ležia rzehakiové (onkoforové) vápnité, značne pelitické, sivozelené piesky a pieskovce s nahromadeným muskovitom a siltom na vrstevných plochách. Ich mocnosť je 30—40 m; v niektorých častiach medzikryhy chýbajú, alebo ich mocnosť je značne redukovaná. V ich nadloží sú mangánové piesky, ale často pozorovať aj prechody v horizontálnom i vertikálnom smere medzi rzehakiovými (onkoforovými) a mangánovými pieskami so vzájomným kolísaním mocností. Podľa Čechoviča (1954, 1961) sú si tieto vrstvy pieskov stratigrafickým ekvivalentom.

Podľa Cichu a Tejkala (1959) produktívne súvrstvie, nadložné íly a rzehakiové (onkoforové) piesky patria helvétu, mangánové vápenaté piesky a šlírové súvrstvie zas karpatu. Vápenaté piesky sú jemno až strednozrnné, s pelitickou prímesou a s vložkami pelitických hornín a sú vyvinuté v južnej časti medzikryhy (mocnosť cca 20 m).

Na pieskoch leží *šlírové súvrstvie* sivozelených, sľudnatých, slienitých, piesčitých ílov, na vrstevných plochách s nahromadeným muskovitom. Šlír je vyvinutý v južnej a strednej časti medzikryhy; je cca 50, výnimočne až 80 m mocný.

Tortón je zastúpený hlavne v severnej časti medzikryhy. Spodný tortón je vyvinutý v morskej fácii a jeho spodný obzor tvoria pobrežné štrky, zlepence, piesky a pieskovce, vrchný obzor andezitové tufy, tufity, tufobrekcie a ílovce. Vrchný tortón predstavujú výhradne hrubozrnné horniny, zložené z andezitového materiálu. V spodnej časti sú to vrstvy tufov, lavice zlepencov a brekcií, vyššie potom andezitové brekcie a tufobrekcie s balvanmi pyroxenického andezitu.

Pliocén je vyvinutý na východnom okraji panvy ako ostrovy bazaltového tufu a bazaltu; na medzikryhe nie ja zastúpený. *Pokryvné útvary* tvoria hlavne aluviálne náplavy, eventuálne terasy a sutiny. Väčšinu územia medzikryhy (severnú časť) pokrývajú sutiny (až 10 m) a lesná pôda, južnú časť humózne hliny.

Tektonika

Ako už bolo uvedené, v oblasti JUP vystupujú na povrch paleozoické a mezozoické ostrovčeky. Možno teda predpokladať, že v podloží sú hrebene týchto útvarov. Paleogénne vrstvy, ktoré sú priamym podložím miocénnej výplne panvy, boli zvrásnené koncom oligocénu. Miocénne sedimenty, ktoré transgresívne sedimen-

tovali na zvrásnený a sčasti denudovaný oligocén, ležia viacmenej vodorovne, alebo sú málo uklonené. Miocénné sedimenty boli nepatrne zvrásnené koncom helvétu — začiatkom tortónu. Vrchné partie tortónu nie sú zvrásnené.

V miocéne sa prejavuje poklesová tektonika s dvoma výraznými sústavami poklesov: hlavný smer je SZ—JV, ďalší približne SV—JZ. Dislokáciami týchto smerov bola panva rozbitá na sústavu hrastí a priekopových prepadlín. Miocénne vrstvy boli viackrát ponorené a tým uchránené pred denudáciou. V oblasti JUP na základe geologickej a tektonickej stavby možno vyčleniť 5 oblastí, obmedzených stupňovitými poruchami SZ—JV smeru.

V á t o v e c k á m e d z i k r y h a je súčasťou jednej z nich, a to priekopovej prepadliny hornostrhársko-trenčskej (v zmysle členenia V a s s a a kol. 1962). Jej západnú hranicu tvorí mohutná poruchová línia, približne na spojnici obcí Žihlava—Pôtor—Horné Strháre, v južnej časti o výške skoku 280—300 m. Smerom na sever sa výška skoku zmenšuje a pri Horných Strhároch je už len 70—80 m. Východnú hranicu medzikryhy tvorí mohutná poruchová línia približne na spojnici obcí Vátovce—Horná Strehová a oddeľuje ju od strednej poklesnutej kryhy. Aj tu pozorujeme postupné zmenšovanie výšky skoku (v južnej časti cca 450 m, smerom na S cca 180 m), rovnako ako aj u ostatných poruchových línií. Samotná vátovecká medzikryha je rozdelená ešte na sústavu vyšších resp. nižších medzikrýh, čo však z hydrogeologického hľadiska nie je podstatné.

Tektonická stavba medzikryhy je poklesového charakteru. Uhoľné sloje sa ukláňajú pozvoľne od SZ k JV, medzi Žihlavou a Vátovcami od JV na SZ, pod uhlom až 5°. Najhlbšie sú sloje S od obce Pôtor; celé ložisko medzikryhy má akýsi miskovitý tvar. Zlomové línie sú poprehýbané, vplyvom značných poklesov a odporu samotných hornín pri poklese. Severné a južné zakončenie medzikryhy nateraz nepoznáme. Zdá sa, že v severnej časti prechádza pozvoľne v dôsledku zmenšovania výšky skokov do inej tektonickej jednotky, južným smerom zrejme na pomerne krátku vzdialenosť je klinovite zakončená.

Hydrogeologické pomery územia

V súvislosti so štúdiom hydrogeologických pomerov vátoveckej medzikryhy sa uskutočnili rozličné informatívne čerpacie skúšky kalovkou, stúpacie pokusy, sledovanie vrtov s pretokom vody cez ústie, sledovanie pohybu hladiny počas vŕtania, hydrogeologické mapovanie, hydrogeologický prieskum na hydrouzle a pod. Na základe týchto prác možno v území medzikryhy vyčleniť nasledovné zvodnené horizonty: a) v aluviálnych náplavoch a sutinách; b) v tortónskych pieskoch a andezitových pyroklastikách; c) vo vápenatých, mangánových a onkoforových pieskoch; d) v produktívnom súvrství a v e) burdigalských pieskoch a štrkoch. Hranica medzi jednotlivými horizontmi nie je vždy ostrá, často sú vo vzájomnej hydraulickej spojitosti, zvlášť prvé 3 horizonty a posledné dva.

Zvodnený horizont aluviálnych náplavov a sutín nepredstavuje jednoliaty celok na území medzikryhy. Vyskytuje sa v údoliach povrchových tokov a v oblasti andezitových pyroklastík. Viaže beztlakové vody; ich hydrozizohypsy zatiaľ nie sú známe. Najmä aluviálne náplavy vytvárajú bohaté nádrže podzemných vôd; pramene sa v nich nachádzajú len výnimočne, ale takmer na celom území sú v nich vyhĺbené domové studne. Sutiny majú pomerne malú mocnosť a plošný rozsah a preto je v nich kolobeh vody veľmi rýchly. V sutinách sú často pramene, ktorých výdatnosť i teplota vody je premenlivá (10—14,5 °C). Pramene sú zväčša občasné. Vody sú typu kalcium-bikarbonátového, s prítomnosťou kalcium-sulfátovej zložky. Mineralizácia vody sa pohybuje medzi 0,5—1,5 g/l, pH 6,5—7°. Na značnej časti územia je možnosť infiltrácie vody z tohto horizontu do horizontu tortónskych pieskov a andezitových pyroklastík i do horizontu vápenatých onkoforových a mangánových pieskov, ktoré ležia pod nim (obr. 1).

V južnej časti územia je možnosť skrytých výverov a prítokov vôd po tektonických poruchách z produktívneho súvrstvia do aluviálnych náplavov a pod nimi ležiacich vápenatých, onkoforových a mangánových pieskov. Tu majú vody produktívneho súvrstvia charakter pravých artézskych vôd. Táto možnosť síce nebola dokázaná prieskumom, ale nakoľko podľa M y s l i l a (1955) a F i d e s a (1961) na banských závodoch v susednej tektonickej kryhe boli zistené prítoky vôd po poruchách, predpokladám (hoci obmedzenú) cirkuláciu vôd po poruchách aj na území vátoveckej medzikryhy.

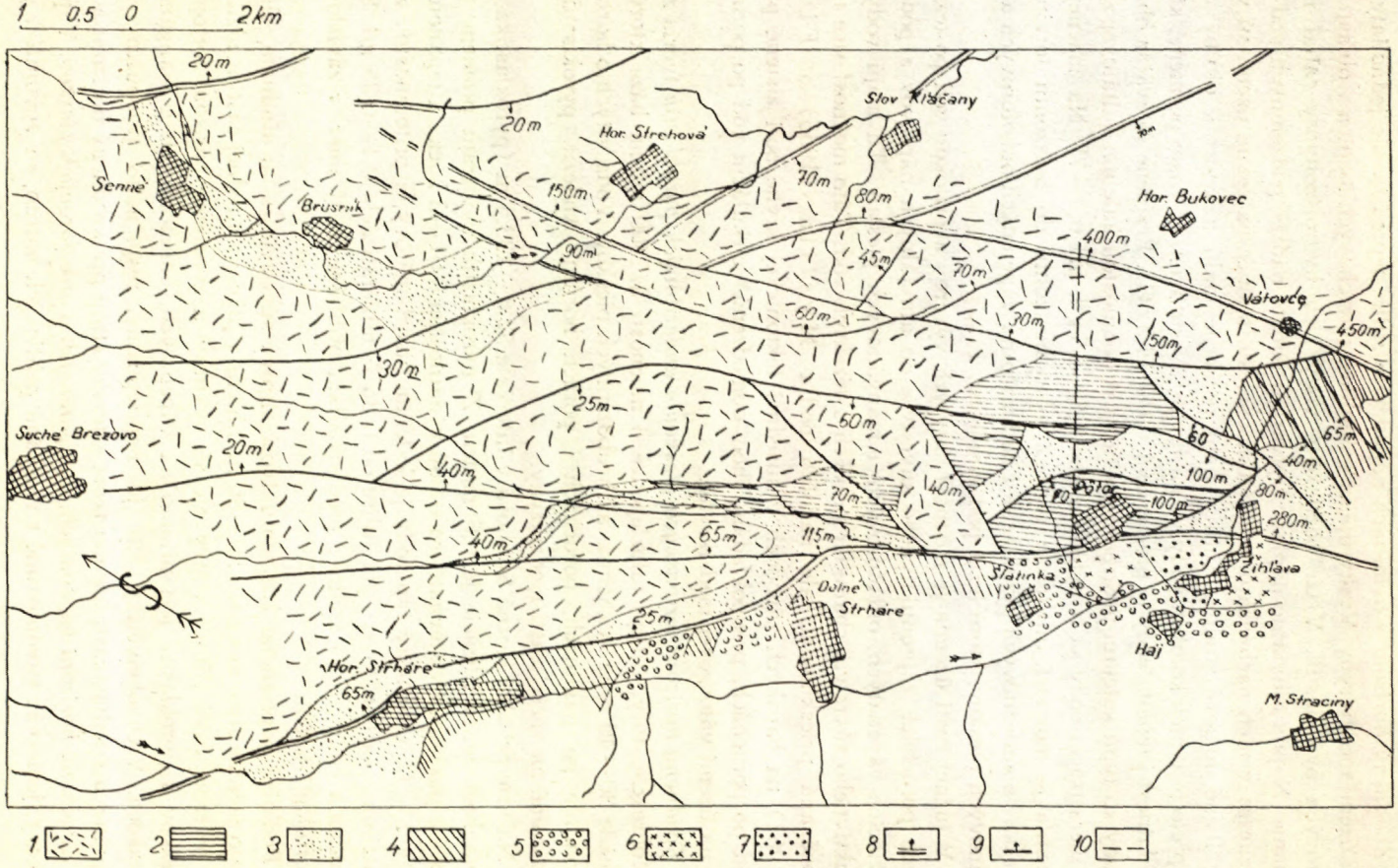
Zvodnený horizont tortónskych pieskov a andezitových pyroklastík tvoria zväčša tufobrekcie, tufy, tufity, tufozlepence o mocnosti až 300 m, na báze ktorých je niekde 30—40 m vrstva jemno až hrubozrnných pieskov. Voda v týchto horninách cirkuluje po puklinách, poruchách i pórach hornín. Andezit. pyroklastiká sú rozšírené na väčšej časti medzikryhy.

Na vrte pri obci Horná Strehová v intervale 52,8—233,5 m (pyroklastiká) hodnota koeficientu filtrácie je 0,6 m/deň. Z pyroklastík vyvierajú pramene puklinové a puklinovo-vrstevnaté, so stálou výdatnosťou 0,01—3 l/sek., a teplotou vody 10—15 °C. Chemický typ vody je kalcium-bikarbonátový, s prítomnosťou zložky nátrium-bikarbonátovej; pH kolíše od 6 do 7, mineralizácia 0,1—0,25 g/l. Smery prúdenia vody nie sú známe; predpokladám približne S—J smer, v závislosti na morfológii terénu.

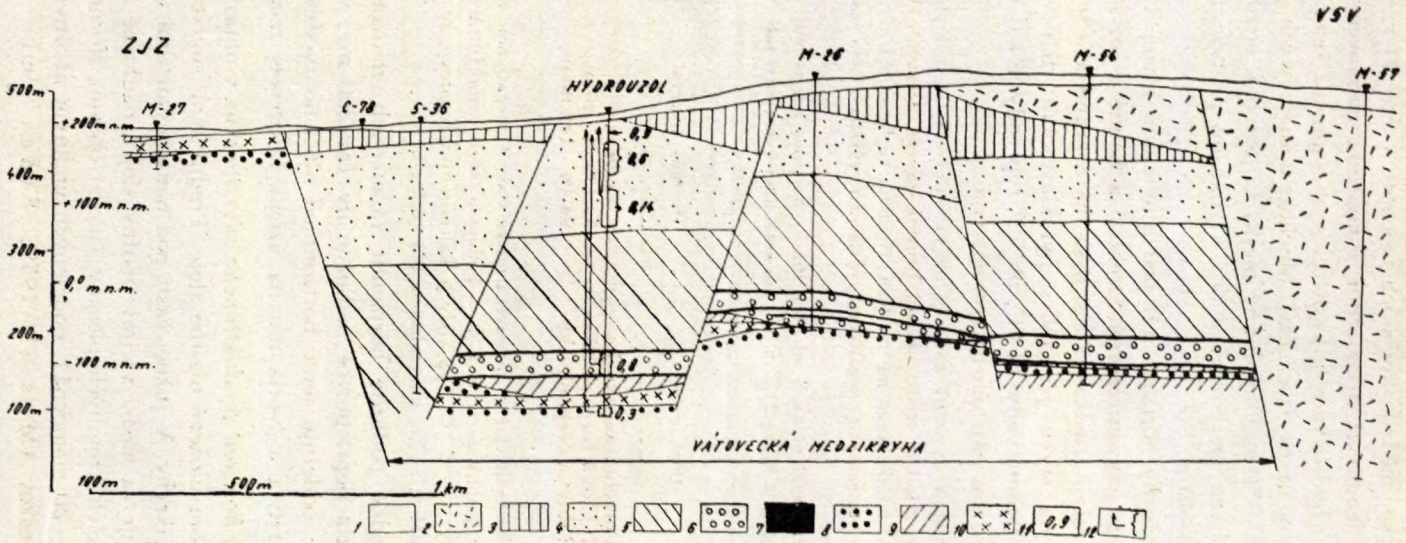
Podložie popísaného horizontu tvorí šlírové súvrstvie, a to sľudnaté, slienité, často piesčité íly o mocnosti 50—80 m, hlavne v južnej a strednej časti medzikryhy. V severnej časti šlírové vrstvy nie sú vyvinuté a zvodnený horizont tortónskych pieskov a pyroklastík leží priamo na vápenatých, onkoforových a mangánových pieskoch. Vrchnohelvétsky šlír je nepriepustný, resp. málo priepustný; preto v južnej a strednej časti územia tvorí artézsky strop pre zvodnený horizont ad (c).

Zvodnený horizont vápenatých, mangánových a onkoforových pieskov. Vápenaté piesky, jemno až strednozrnné s vložkami pelitických hornín, sú vyvinuté v južnej

Obr. 1. **Prehľadná hydrogeologická mapa Juhoslovenskej uhoľnej panvy**
(vypracovaná s použitím geol. mapy M. Ciesarika 1961).



1 — andezitové pyroklastiká a tortónske piesky; zvodnený horizont s puklinovou a prielinovou priepustnosťou; 2 — vrchnohelvétsky šlír, nepriepustný; 3 — vápenaté, mangánové a onkoforové piesky zvodnené; 4 — nadložné íly nepriepustné; 5 — produktívne súvrstvie zvodnené; 6 — ryodacitové tufy, tufity a pestré íly nepriepustné (burdigal); 7 — burdigalské piesky a štrky; 8 — tektonická porucha s výškou skoku, ktorá neumožňuje styk zvodnených horizontov produktívneho súvrstvia a burdigalských pieskov a štrkov v susedných kryhách. 9 — tektonická porucha, na ktorej je styk medzi zvodnenými horizontami produktívneho súvrstvia a burdigalských pieskov a štrkov v susedných kryhách; 10 — hydrogeologický rez.



Obr. 2. Hydrogeologický rez. 1 — alúvium, sutiny, kvartérne hliny, 2 — andezitové pyroklastiká, 2 — vrchnohelvétsky šlír, 4 — vápenaté mangánové a onkoforové piesky, 5 — nadložné íly, 6 — produktívne súvrstvie: piesky jemno až strednozrnné, 7 — uhoľné sloje, 8 — burdigalské piesky a štrky; 9 — burdigalské pestré íly, 10 — ryodacitový tuf, 11 — zistený koeficient filtrácie v m/deň, 12 — výška ustálenej hladiny vody.

časti vátoveckej medzikryhy a ich mocnosť je cca 20 m. Pod nimi ležia mangánové piesky jemno až hrubozrnné s lavicami pieskovcov a vložkami ílov, často s vrstvičkami hydroxydov a kysličníkov mangánu a železa. Zriedka sa v nich vyskytujú polohy štrkov (na báze). Mocnosť mangánových pieskov je veľmi nestála, v priemere 40—50 m. Onkoforové piesky sú jemno až strednozrnné, slienité, s vložkami a polohami pieskovcov a ílov a značnou pelitickou prímesou, ich mocnosť dosahuje 30—40 m.

Tento zvodnený horizont leží pod aluviálnou nivou a v spodnej časti svahov (úpätie) medzi obcami Horná Strehová a Senné a pri Horných Strháročh. Pramene sú tu veľmi zriedkavé; zistili sa iba 2 pramene (Senné a Horná Strehová), vyvierajúce na styku pieskov s pyroklastikami. Ich výdatnosť je stála 0,05 a 0,3 l/sek., teplota vody 14 °C, ph 5,7, typ vody je kalcium-bikarbonátový s nevýraznou zložkou nátrium-bikarbonátovou.

Tento horizont je vyvinutý na celej ploche vátoveckej medzikryhy, ale v značne kolísajúcich mocnostiach. V priestore medzi obcami Brusník—Suché Brezovo—Horné Strháre sme ho overili informat. čerpacími skúškami na 3 vrtoch. Hodnota koeficientu filtrácie je 0,13—0,75 m/deň, charakter vody je artézsky s negatívnou výtlačnou výškou. Kóta ustálených hladín v rozmedzí 232,9—276,1 m.

Na hydrouzle (600 m na S od obce Pôtor) horizont bol zistený v intervale 23 — 146,80 m, ustálená hladina je v hĺbke 21,7 m, t. j. na kóte 205,04 m (pozri tab. 3, obr. 2).

Tab. 3

Druh práce	Overený interval	Koeficient filtrácie
Porschetová skúška	v 25,20 m	0,94 m/deň
7 dňová čerp. skúška	36,17—75,20 m	0,58 m/deň
8 dňová čerp. skúška	94,16—146,80 m	0,14 m/deň

Ide teda o horizont viažúci nepravé artézske vody (s negatívnou výtlačnou výškou), so smerom prúdenia vody približne od S k J, s hodnotou koeficientu filtrácie v rozmedzí 0,1—1 m/deň a teplotou vody 10—15 °C. Typ vody je kalcium-bikarbonátový, so zložkou nátrium-bikarbonátovou; hodnota pH 5,7—7,6; mineralizácia 0,3—0,7 g/l.

Bezprostredné podložie horizontu vápenatých, mangánových a onkoforových pieskov tvoria nepriepustné nadložné íly (až 200 m), vyvinuté na celej ploche medzikryhy; oddeľujú tento horizont od hlbšieho zvodneného horizontu produktívneho súvrstvia a tvoria mu na území vátoveckej medzikryhy artézsky strop.

Zvodnený horizont produktívneho súvrstvia má v oblasti JUP osobitný význam, lebo sú v ňom uložené uhoľné sloje. Produktívne súvrstvie je rozložené na celej ploche medzikryhy. V južnej časti pod nadložnými ílmi leží vrchný sloj. Smerom k SZ vkliňuje sa medzi vrchný uhoľný sloj a nadložné íly vrstvička prachových a jemnozrnných kremitých pieskov (medzi obcami Horné Strháre a Horná Strehová až 10—20 m mocná), oddelených vrchným uhoľným slojom od tzv. medzislojových pieskov (M y s l i l, 1955; F i d e s 1961). Mocnosť medzislojových

pieskov sa pohybuje od 15 do 30 m. Piesky sú jemno až strednozrnné, zriedkavo hrubozrnné, ojedinele s tzv. medzislojovým ílom. Pod nimi je stredný uhoľný sloj a medzi ním a spodným uhoľným slojom (asi 20 m) ležia opäť piesky jemno až strednozrnné, často prechádzajúce do ílov. Lokálne je vyvinutá aj lavica spodného sloja (cca 10 až 15 m pod spodným slojom) a v medzivrství íly a jemno až strednozrnné piesky. V podloží spodného uhoľného sloja a jeho lavice sú horniny burdigalu (Ciesarík 1961).

S ohľadom na pestré zloženie produktívneho súvrstvia štatisticky sme vyhodnotili percentuálne zastúpenie hlavných typov hornín medzikryhy. Piesky predstavujú 82,1 %, íly 13,5 %, uhoľné sloje 4,4 %, pritom do ílov sú zahrnuté nepiesčité i rôzne piesčité (bývajú zväčša silno piesčité). Piesky produktívneho pásma majú rozmanité granulometrické zloženie a veľkosť zrna vo vertikálnom i horizontálnom smere.

Na území vátoveckej medzikryhy produktívne súvrstvie nevystupuje ani na povrchu, ani pod alúviom. V priestore medzi obcami Žihlava—Pôtor—Slatinka leží produktívne súvrstvie priamo pod alúviom (obr. 1). Zvodnený horizont produktívneho súvrstvia sa overil viacerými vrtmi; asi na spojnici obcí Senné—Horné Strháre zistila sa kóta hladiny 274,1 m a 254,8 m a koeficient filtrácie 0,12 a 1,17 m/deň.

Počas prieskumu v rokoch 1957—1959 sa 6 vrtmi (čerpacie skúšky z produktívneho súvrstvia v južnej a strednej časti medzikryhy) zistili nasledovné hodnoty:

Kóta ustálenej hladiny v m	194,5	199,6	201,3	202,5	266,3	241,7
Koeficient filtrácie v m/deň	0,78	14,2	0,56	75,0	1,15	1,5

Na hydrouzle pri obci Pôtor (600 m na S) sa z horizontu produktívneho súvrstvia uskutočnila čerpacia skúška trvajúca 3 mesiace. Koeficient filtrácie činí 0,68—0,82 m/deň, ustálená hladina je na kóte 204,4 m. Teplota čerpanej vody sa pohybovala v rozmedzí 18—21,6 °C, v závislosti na hodnote zníženia. Chemizmus vody sa mení s hĺbkou uloženia z kalcium-bikarbonátového na Na-bikarbonátový typ.

U pieskov produktívneho súvrstvia sa u 11 vzoriek zisťovalo granulometrické zloženie (interval produkt. súvrstvia na hydrouzle 305,4—331,7 m) a vyhodnotil koeficient filtrácie, ktorý podľa vzorca Hazena činí 1,2 m/deň, podľa nomogramu Mallet—Pacquanta 0,5 m/deň.

Súčasne sa zisťovali prietoky vody z produktívneho súvrstvia, ku ktorým došlo (niektoré doteraz trvajú) vo vrtoch v južnej časti medzikryhy J od čiary Horný Bukovec—Pôtor. Ustálená hladina vody na týchto vrtoch nebola zistená, ale kóty ústí vrtov sa pohybujú v rozmedzí 190,7—217,4 m.

Na základe tohto charakterizujeme zvodnený horizont produktívneho súvrstvia nasledovne: horizont viaže artézske vody v severnej a strednej časti medzikryhy s negatívnou výtlačnou výškou, v južnej časti sú pravé artézske vody, s pozitívnou výtlačnou výškou. Generálny smer prúdenia vody je od S k J, takže zrejme aj infiltračná oblasť je niekde na severe, prípadne v SV a SZ pokračovaní medzikryhy. Výstupy produktívneho súvrstvia v oblasti Žihlava—Pôtor—Slatinka nepovažujem teda za infiltračnú oblasť pre vátoveckú medzikryhu.

Z hľadiska infiltrácie vody sme sledovali aj tektonické poruchy vátoveckej medzikryhy a styk priepustných vrstiev v susediacich kryhách. Zistilo sa, že hlavné

tektonické poruchy, obmedzujúce vátoveckú medzikryhu, nedovoľujú styk zvodnených horizontov produktívneho súvrstvia a burdigalských pieskov a štrkov v susediacich kryhách (výjmuc úzkeho priestoru pri obci Horné Strháre). Vo vlastnej medzikryhe tektonické poruchy dovoľujú vzájomný styk týchto zvodnených horizontov v susediacich kryhách. Vzájomný vzťah jednotlivých krýh je na obr. 1. Aj keď pripustíme, že niektoré tektonické poruchy umožňujú cirkuláciu vody (M y s l i l 1955; F i d e s 1961) a event. styk horizontov pri obci Horné Strháre, generálny spád hladiny zvodneného horizontu produktívneho súvrstvia vylučuje možnosť infiltrácie vody z východov produktívneho súvrstvia v priestore Žihlava—Pôtor—Slatinka. Z toho vyplýva, že zvodnený horizont produktívneho súvrstvia spolu so zvodneným horizontom burdigalských pieskov a štrkov (ktoré sú v hydraulickej spojitosti) na území vátoveckej medzikryhy má samostatný hydrogeologický režim v porovnaní so susediacimi kryhami, resp. oblasťami (JZ vysunutou oblasťou a strednou poklesnutou kryhou).

Z koeficientu filtrácie vyplýva, že zvodnený horizont produktívneho súvrstvia vo vátoveckej medzikryhe má v rozličných úsekoch rozdielnu priepustnosť; sú tu extrémne, dobre priepustné úseky (75,0 a 14,2 m/deň), zapríčinené prítomnosťou hrubozrnných materiálov, usadených pravdepodobne v dôsledku intenzívnejšieho prúdenia vody (nevylučujem ani možnosť, že ide o pochované korytá tokov) a málo priepustné úseky (0,12 m/deň) s prítomnosťou väčšieho množstva ílovitej frakcie.

Ak odhliadneme od spomenutých extrémnych hodnôt, potom pre oblasť vátoveckej medzikryhy vychádza koeficient filtrácie 0,5—1,5 m/deň pre horizont produktívneho súvrstvia ako celku. Podľa F i d e s a (1961) je v oblasti banských závodov hodnota koeficientu filtrácie pieskov v nadloží vrchného sloja 0,84 m/deň a u medzislojových pieskov 2,19 m/deň.

Voda horizontu produktívneho súvrstvia je typu kalcium-bikarbonátového s výraznou zložkou nátrium-bikarbonátovou a typu nátrium-bikarbonátového s výraznou zložkou kalcium-bikarbonátovou. Mineralizácia vody je 0,3—0,7 g/l, pH 6—7; teplota závisí na hĺbke horizontu a pohybuje sa medzi 12—22 °C.

Zvodnený horizont burdigalských pieskov a štrkov leží pod produktívnym súvrstvím a tvoria ho vápnité a ílovité piesky a štrky, striedajúce sa s ďalšími horninami burdigalu (štrky, zlepence, ryodacitové tufy, tufity a pestré íly). Prieskumnými prácami bola overená len časť burdigalu, t. j. približne 20—50 m pod spodným uhoľným slojom a jeho lavicou. Horniny sú terestrického pôvodu, nepravidelne vyvinuté. Jednotlivé typy hornín náhle nasadzujú a vykliňujú, často sú kríživo zvrstvené a striedajú sa tu hrubozrnné a jemnozrnné obzory. Z hydrogeologického hľadiska najdôležitejšie sú vápnité a ílovité piesky, uložené bezprostredne pod spodným uhoľným slojom. Ako sme už spomenuli, tento horizont je v priamej hydraulickej spojitosti so zvodneným horizontom produktívneho súvrstvia.

Horizont burdigalských pieskov a štrkov overil sa čerpacou skúškou na hydrouzle pri Pôtri. Zvodnené kremité štrky sa zistili v hĺbke 375,5—381,6 m (konečná

hĺbka) oddelené od produktívneho súvrstvia polohou nepriepustných ílov a ryodacitových tufov. Čerpacou skúškou sa zistilo, že viažu artézsku vodu s negatívnou výtlačnou výškou na kóte 209,2 m (hladina vody z produktívneho súvrstvia je na kóte 204,4 m); koeficient filtrácie je 0,28 m/deň, teplota vody 16 °C. V severnej časti územia v pieskoch burdigalu koeficient filtrácie má hodnotu 0,30 m/deň. Voda je typu nátrium-bikarbonátového s výraznou zložkou kalcium-bikarbonátovou, mineralizácia 1,46 g/l. Hodnota pH je 7,2.

Osobitným problémom v JUP je prítomnosť CO_2 v tzv. CO_2 pásmach, z ktorých jedno — strhárske je viazané na tektonickú poruchu, ohraničujúcu medzikryhu. Na tejto poruche došlo k výronu CO_2 s vodou len na vrte cca 1200 m V od obce Horné Strháre; výron po krátkom čase ustal a hladina vody sa ustálila pod terénom na kóte 222,0 m. Problémom výronov CO_2 sa zaoberá Hanzel (1964).

Záver

Hydrogeologické pomery vátoveckej medzikryhy sú značne komplikované, keďže zvodnené horizonty alúviálnych náplavov a sutín, tortónskych pieskov a andezitových pyroklastík, vápenatých, mangánových a onkoforových pieskov sú vo vzájomnej hydraulickej spojitosti, rovnako ako zvodnené horizonty produktívneho súvrstvia a burdigalských pieskov a štrkov, ktoré z hľadiska exploatácie uhoľných slojov sú najdôležitejšie.

Generálny smer toku podzemnej vody v produktívnom horizonte je S—J; na základe tohto faktu nepovažujem východy produktívneho súvrstvia v oblasti Žihlava—Pôtor—Slatinka za infiltračnú oblasť produktívneho súvrstvia pre územie vátoveckej medzikryhy. Okrem toho je táto oblasť oddelená od vátoveckej medzikryhy tektonickou poruchou, tiahnúcou sa približne na spojnici obcí Žihlava—Pôtor—Horné Strháre.

Koeficient filtrácie zvodneného horizontu produktívneho súvrstvia na území vátoveckej medzikryhy je 0,5—1,5 m/deň, niektoré úseky majú extrémne vysoké a nízke hodnoty.

Geologický prieskum, n. p.,
Žilina

LITERATÚRA

[1] Ciesarik M., 1961: Záverečná zpráva a výpočet zásob Vátovce so stavom k 1. XII. 1961. Rukopis; GP Žilina. — [2] Čechovič V., 1952: Geológia Juhoslovenskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 33, Bratislava. — [3] Fides J., 1961: Štúdia odvodňovania pieskov spodnehelvétskeho produktívneho súvrstvia v Modrokamenských uhoľných baniach. Rukopis; Výskumné a vývojové stredisko pri ZSUB, Prievidza. — [4] Franko O., 1962: Základný hydrogeologický výskum JUP vo vzťahu k CO_2 (predb. zpráva na rok 1960—1). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Gazda S., 1962: Hydrochemický výskum JUP (predb. zpráva za rok 1960—1961). Rukopis; Geofond, Bratislava. — [6] Hynie O. — Myslil V., 1953:

Hydrogeologický posudok strednej časti Modrokamenskej uholnej panvy. Rukopis; Geofond, Praha. — [7] Choma M. — Hanzel V., 1961, 1962: Základný hydrogeologický výskum JUP vo vzťahu k CO_2 (predbežné zprávy za rok 1961 a rok 1962). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] Kováč J., 1954: Problémy v projektovaní otvárania slojí MUB s tekutými pieskami v nadloží a podloží. Technické zprávy MPE č. 25 Praha. — [9] Maheľ M., 1952: Hydrogeologický posudok Modrokamenskej hnedouholnej oblasti. Rukopis; GÚDŠ, Bratislava. — [10] Myslil V., 1955: Hydrogeologické poměry jihoslovenské pánve v oblasti Pôtor—Modrý Kameň. Sborník ÚÚG XXII, Praha. — [11] Račický M., 1962: JUP — Vátovce, hydrogeologická zpráva (príloha záv. zprávy a výpočtu zásob Vátovce so stavom k 1. XII. 1961). Rukopis; GP, Žilina. — [12] Seneš J., 1956: Nové názory na stratigrafiu a paleografiu spodného miocénu južného Slovenska na základe nových výskumov v strednej Európe. Geologický sborník VII/3—4, Bratislava. — [13] Valachovič F., 1953: Príspevok k problému zvodnených pieskov MUB. Uhlí č. 11, Praha. — [14] Vass D. a kolekt., 1962: Záverečná zpráva za úkol 02 — A — 1, list M — 34 — 135 — B (Modrý Kameň), časť sedimenty. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [15] Cicha — Tejkal, 1959: Zum Problem des sog. Oberhelvet in den karpat. Becken. Věstník ÚÚG 24, Praha. — [16] Kuthan M. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľad. geol. mape ČSSR, list Zvolen. Bratislava.

MIROSLAV RAČICKÝ

HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE AUF DER ZWISCHENSCHOLLE VON VÁTOVEC IM SÜDSLOWAKISCHEN KOHLENBECKEN

Im Zusammenhang mit der Durchforschung des Südslowakischen Kohlenbeckens, wurde auch die sog. Vátovecer Zwischenscholle hydrogeologisch studiert. Man konnte da folgende Wasserführende Horizonten feststellen: 1. alluviale Anschwemmungen; 2. tortonische Sande und Andesitpyroklastika; 3. kalkige, Mangan- und Oncophora-Sande; 4. produktive Schichtfolge; 5. burdigalische Sande und Kiese;

Zwischen den angeführten Horizonten besteht gewisse hydrologische Verbindung, und zwar einerseits zwischen den Horizonten sub 1—3 und zwischen den Schichten sub 4—5.

Vom praktischen Standpunkt aus, bzw. im Zusammenhang mit dem Kohlenabbau, ist die produktive Schichtfolge von grösster Bedeutung, in der auch die Kohlenflöze, umgeben von fein und mittelkörnigen Sanden lagern. Die Grundwasserströmung in diesem Horizont ist von Norden nach Süden gerichtet. Das Infiltrationsgebiet konnte man vorläufig noch nicht feststellen, obwohl man bisher angenommen hat, dass es sich dort befinden soll, wo die produktiven Schichten im Raume Žihlava—Potor—Slatinka zutage treten.

Im slowakischen Text sind auch Durchlässigkeitswerte und chemische Analysen der Wässer aus einzelnen Horizonten veröffentlicht.

VLADIMÍR HANZEL

K PROBLÉMOM KYSLIČNÍKA UHLIČITÉHO V JUHOSLOVENSKEJ UHOĽNEJ PANVE

(Nemecké resumé)

Veľkou prekážkou pri ťažbe uhlia a pri otváraní nových ťažobných závodov v Juhoslovenskej uhoľnej panve sú zložité hydrogeologické pomery a prítomnosť kysličníka uhličitého v niektorých častiach ložiska. Jednou z hlavných úloh výskumu je objasniť otázky, spojené so zaplynením niektorých oblastí panvy a v tej súvislosti zistiť zákonitosti viazania CO_2 na určité oblasti, jeho výstupné cesty, plošné rozšírenie, akumuláciu a s tým súvisiace tlakové pomery a napokon vzťah CO_2 k podzemným vodám. V krátkosti sa však najprv zmienim o hydrogeologických pomeroch panvy.

Náčrt hydrogeologických pomerov*

Skúmaná oblasť patrí prevažne k Ipeľskej kotline a sčasti na severe ku Krupinskej vrchovine. Ohraničená je štátnou hranicou s MĽR a obcami Príbelce, Oremov Laz a Ľubereč. Hydrogeologické pomery sú v podstatnej miere ovplyvnené geologicko-tektonickými pomermi. Špecifický ráz im dáva práve prítomnosť CO_2. Poznáme tu niekoľko horizontov podzemnej vody, ktorých rozšírenie je závislé na pestrom geologickom vývoji panvy.

Podložie terciéru tvoria kryštalické bridlice paleozoika, resp. kremence, bridlice a pieskovce mezozoika (spodný trias), ktoré môžu v menšom množstve obsahovať puklinovú vodu. Zatiaľ sa nezistili karbonatické horniny.

Najspodnejší horizont podzemnej vody v terciéri tvoria rupelské a akvitánske piesky a pieskovce, uzavreté v slienitých íloch a aleuritoch. Rupelské sedimenty sa zistili len v južnej časti panvy, takže vo väčšej časti panvy bázu terciéru tvoria sedimenty akvitánu, až nad 550 m mocné. Piesky a pieskovce tvoria niekoľko horizontov nad sebou a pórová voda nachádzajúca sa v nich je artézska. Na po-

* spracované podľa O. F r a n k u (1961), doplnené autorom.

vrchu sú z nich známe len malé pramene, obohatené prírodnými CO_2; avšak z vrtov pri D. Plachtinciach a H. Strháročh z nich vytekalo 3 až 15 l/sek. vody. Mineralizácia vôd tohto horizontu je stredná až vysoká a z hydrochemického hľadiska sú to vody slané nátrium-bikarbonátové až kalcium-bikarbonátové. Ďalší horizont podzemnej vody tvoria burdigalské piesky a štrky. Burdigal je vyvinutý v kontinentálnej fácii, avšak vyskytuje sa tu len vo forme denudačných reliktov s kolísavou mocnosťou (do 30 m). V dôsledku náhleho vertikálneho a horizontálneho prechodu do ílov je obeh podzemnej vody v súvrství obmedzený.

Zdrojom priamych prítokov do banských diel je horizont, ktorý tvoria piesky produktívneho súvrstvia spodného helvétu. Ide zväčša o rôznozrnné kremité piesky, menej íly, v ktorých sú miestami až tri uhoľné sloje. Dosahuje mocnosť 30—50 m. Horizont podzemnej vody rozdeľuje uhoľné sloje na viac podhorizontov, pričom najväčším rezervoárom podzemnej vody sú tzv. medzislojové piesky medzi I. a II. slojom s priemernou mocnosťou 20 m.

O značnom zvodnení horizontu svedčia odvodňov. vrty o výdatnosti 3,0—6,0 l/sek. a množstvo výverov v banských dielach. V jeho nadloží sú tzv. nadložné íly (až 200 m), ktoré vytvárajú nepriepustný strop, takže voda má artézsky režim. Len v miestach, kde piesky vychádzajú na povrch, resp. pod aluviálne náplavy, obsahujú podzemnú vodu s voľnou hladinou. Ich mineralizácia sa pohybuje do 500 mg/l a majú kalcium-bikarbonátový charakter; smerom do hĺbky sa však mení na nátrium-bikarbonátový.

Najvrchnejší horizont podzemnej vody v helvéte tvoria rzehakiové a mangánové piesky premenlivého granulometrického zloženia, 70—100 m mocné. Ich zvodnenie je kolísavé (od niekoľko dcl/sek. až po niekoľko l/sek., výnimočne z vrtu v Hámori vytekalo až 21 l/sek.). Voda je kalcium-bikarbonátová s mineralizáciou do 400 mg/l.

Mocný komplex tortónskych pyroklastík (300—400 m) na báze v niektorých častiach územia s 30—40 m vrstvou pieskov až štrkov vytvára ďalší horizont podzemnej vody, hlavne puklinovej a pórovej, ktorá vyviera v rade prameňov veľmi malých výdatností (obvykle 0,1—0,3 l/sek.). Majú nízku mineralizáciu (100 až 250 mg/l) a patria kalcium-bikarbonátovému typu, s charakteristickou prítomnosťou nátrium-bikarbonátovej zložky. Horizonty podzemnej vody v rzehakiových-mangánových pieskoch a v tortónskych pyroklastikách a pieskoch sú od seba oddelené slienitými ílmi v šlírovom vývoji (100—130 m). Smerom na sever však íly chýbajú, takže oba horizonty tvoria súvislý vodný horizont.

Najvrchnejší horizont vytvárajú kvartérne riečne náplavy (priemerná mocnosť 7 m). Obsahujú pórovú vodu s voľnou hladinou, kalcium-bikarbonátového typu, s mineralizáciou okolo 500 mg/l. Ich chemizmus je sekundárne značne ovplyvňovaný produktami rozkladu organických látok (amonálne obsahy chloridov až 200 mg/l, doprevádzané zvýšením obsahu dusičnanov — Gazda 1962).

Juhoslovenská uhoľná panva bola silne postihnutá tortónskou a hlavne potor-

tónskou zlomovou tektonikou. Vytvorila sa tak komplikovaná sústava hrastí a priekopových prepadlín. Výšky skokov sú zvyčajne 20—100 m, u veľkých zlomov až 450 m. Smerom na sever všeobecne dochádza k ich zmenšovaniu. Základný smer porúch je SZ—JV. V niektorých častiach vplyvom tektoniky sa dostali horizonty podzemnej vody do značných hĺbok, hlavne v tzv. hornostrhársko-trenčskej priekopovej prepadline, pričom sa zvýšila teplota vody až na 36 °C (Vieska, S. Kľačany). Pre miocénne sedimenty F r a n k o (1960) uvádza geotermický stupeň 18 m.

Niektoré staršie poznatky o pôvode, rozšírení a výstupných cestách CO_2

Spočiatku sa za jednu z kľúčových otázok považoval problém pôvodu CO_2. Podľa F r a n k a (1961) pôvod hlavného množstva CO_2 je v spojitosti s mladotreťohornou vulkanickou činnosťou, pričom CO_2 sa dnes prejavuje ako jej dozvuky. Objasnenie genézy CO_2 je celosvetovým problémom, avšak otázky súvisiace s rozšírením CO_2, akumuláciou a výstupnými cestami možno riešiť i bez vyjasnenia jeho pôvodu.

Na rozšírenie CO_2 v JUP poukazuje rad prirodzených prameňov kyseliek, rad vrtov s prítomnosťou CO_2 i výrony CO_2 v baniach, sústredené hlavne blízko veľkých tektonických porúch poklesového charakteru, t. j. na okraji veľkých, prípadne menších čiastkových hrastí.

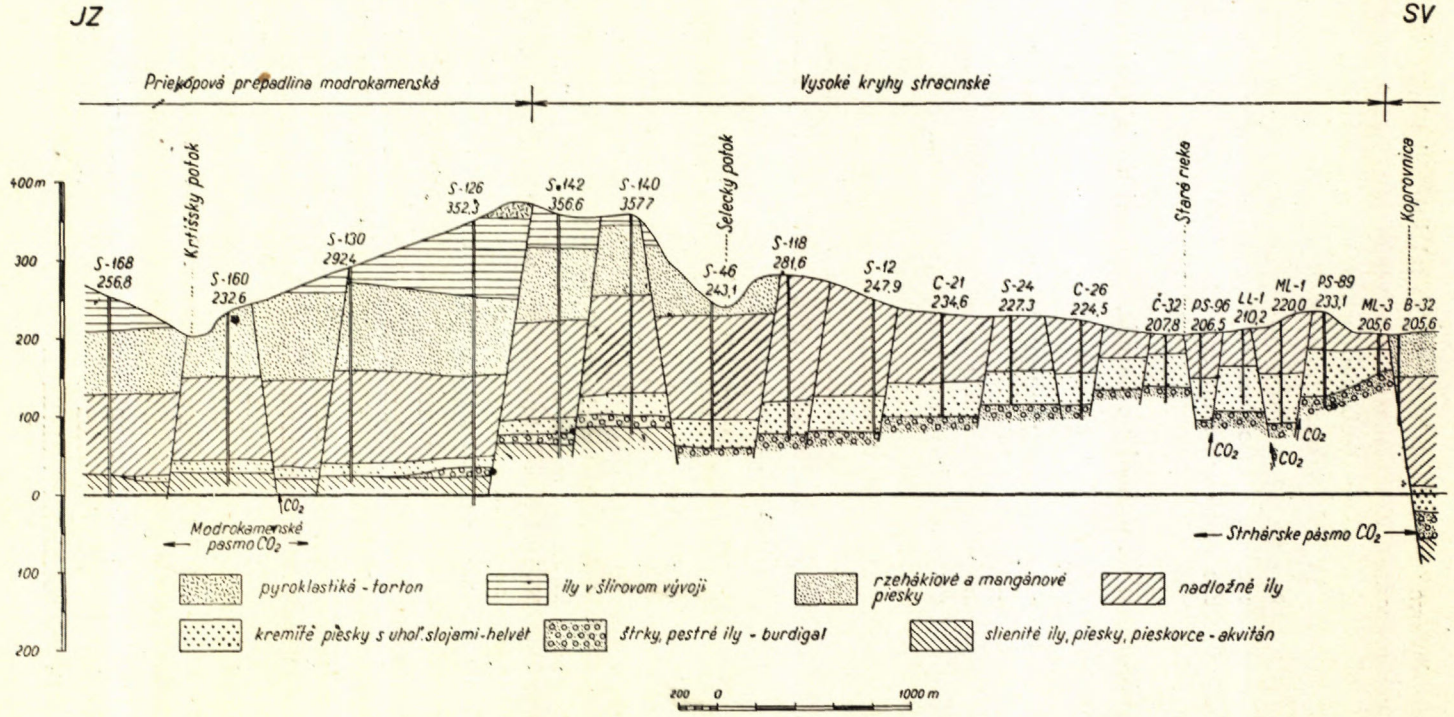
Podľa toho F r a n k o (1961) vyčleňuje v celom území panvy tri pásma CO_2. Na východnom okraji hrastí — vysokých krýh stracínskych medzi H. Strhármi a Slatinkou je *strhárske pásmo* CO_2, oddelené od priekopovej prepadliny hornostrhársko-trenčskej veľkým zlomom tiahnúcim sa z H. Strhár, údolím potoka Koprovnice do V. Zlieviec. Ďalší úsek medzi M. Kameňom—M. Krtíšom—Novou Vsou na západnom okraji hrastí označuje ako *modrokamenské pásmo* (pozri obr. 1). Posledné pásmo rozšírenia CO_2, tzv. *plachtinské* je na východnom okraji hrastí — vysokých krýh príbelsko-plachtinských medzi obcami H. Plachtince a Vrbovka, ohraničené veľkým zlomom, prebiehajúcim z H. Plachtiniec na Vrbovku. Niekoľko prameňov kyseliek je i mimo tieto pásma, pričom sú viazané na väčšie i menšie poruchy.

Po hlboko siahajúcich poruchách, alebo poruchových pásmach vystupuje CO_2 z podložia panvy a v okolí výstupných ciest preplyňuje podzemné vody, pričom sa vo vhodných horizontoch akumuluje pod vysokým tlakom (F r a n k o 1961).

Pri prieskume ložiska často dochádzalo na vrtoch v oblastiach rozšírenia CO_2 k erupcii preplynenej vody, resp. suchého CO_2. K erupciám a výronom dochádzalo pri odpažovaní, hlavne vtedy, keď bola vrtom zachytená porucha (St-60, S-52), ktorá slúžila ako výstupná cesta pre CO_2. Najčastejšie však došlo k erupcii, keď sa na vrte nepracovalo, zrejme v dôsledku zníženia hladiny a tým i tlaku v sonde. Erupcie boli z horizontu pieskov produktívneho súvrstvia, pričom erupcie preplynenej vody niekedy aj s pieskom dosahovali výšky 20—40 m nad terén. Len u vrtu MV-1 v D. Plachtinciach s výdatnosťou 3,5—6,8 l/sek. a vrtu S-135 v H. Strháročh s výdatnosťou 13,0—15,0 l/sek. eruptovala preplynená voda z priepustných horizontov v akvitáne.

Obr. 1. Geologický profil Veľký Krtíš—Slatinka

Zostavil V. Hanzel (1963) podľa vrt. materiálu GP a MÚB



Nové poznatky o rozšírení, výstupných cestách a režime CO_2

Nové poznatky o plošnom rozšírení CO_2 v strhárskom a modrokamenskom pásme, o jeho vzťahu k tektonike a o režime CO_2 prinieslo povrchové hydrochemické mapovanie uvedených pásiem, banské hydrogeologické a hydrochemické mapovanie a mesačné sledovanie režimu CO_2 v prirodzených a umelých prameňoch.

V *modrokamenskom pásme* u prevažnej väčšiny prirodzených prameňov bol obsah CO_2 len veľmi malý (od 10 do 60 mg/l), zrejme v dôsledku utesnenia prívodných ciest v komplexe nadložných ílov (mocnosť nad 100 m), nad ktorými ešte leží súvrstvie rzehakiových mangánových pieskov a v severnej časti územia i slienité íly v šlírovom vývoji. Anomáliu tvorí oblasť pri Malom Krtíši, kde obsah rozpustného CO_2 činil 700 až 1380 mg/l. Nadložné íly tu vystupujú až na povrch a sú porušené priečnym zlomom SV—JZ smeru. Pramene sa nachádzajú priamo na tomto zlome, po ktorom dochádza k príronom CO_2.

Cenné poznatky o plošnom rozšírení CO_2 sa získali zo *strhárskeho pásma.* Z výsledkov banského ako i povrchového hydrochemického mapovania vyplýva, že najväčšie množstvá CO_2 sú medzi D. Strhármi a Slatinkou. V tejto časti sú nadložné íly menších mocností; prechádzajú nimi prívodné zlomy, takže v studniach v D. Strhároch obsah CO_2 sa pohyboval od 100 do 250 mg/l, vo vode z pieskov produktívneho spodnohelvétskeho súvrstvia až 3000 mg/l. Plošné rozšírenie CO_2 je znázornené na mape izolínií CO_2 za október 1963 (obr. 2).

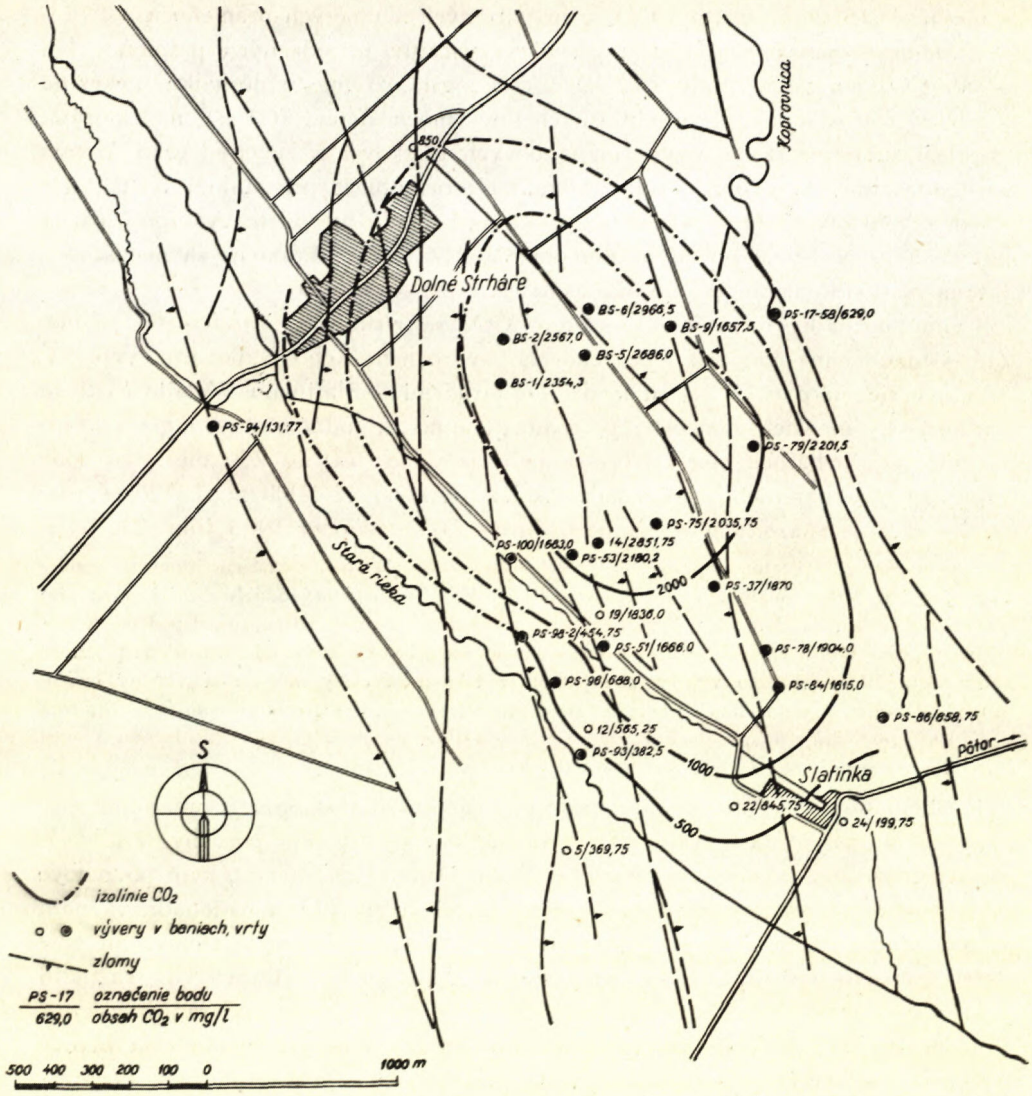
Koncentrácie CO_2 v tomto pásme sú z východnej strany zreteľne obmedzené zlomom, prebiehajúcim z H. Strhár, údolím potoka Koprovnice do V. Zlieviec, ktorý oddeľuje priekopovú prepadlinu od hrasti. Za zlomom, t. j. v priekopovej prepadline sa CO_2 nezistil, pravdepodobne v dôsledku nepriepustnosti zlomu, spôsobenej stlačením hornín pri poklesávaní do zmenšeného priestoru (F r a n k o 1961). Z toho vyplýva, že jednotlivé tektonické celky môžu mať vlastný hydrogeologický režim. Smerom na JZ, teda do stredu hrasti sa pozvoľne redukuje množstvo rozpusteného CO_2 (na okrajoch závodu Bukovec na 100—300 mg/l), podobne ako JV smerom k obci Pôtor (pri južnom okraji závodu Slatinka 100—200 mg/l).

Kysličník uhličitý pri expanzii postupuje najkratším smerom a miestami najmenšieho odporu, teda k výstupu využíva najčastejšie otvorené poruchy. V hlbších zónach môže byť viazaný na niekoľko hlboko siahajúcich zlomov, kým povrchové cesty môžu byť roztrieštené. Potom pre prívodné cesty plynu nadobúda význam systém stupňovitých zlomov, doprevádzajúcich hlavné poklesové zlomy. Sú voľnejšie a značne porušujú hlavne okraje hrastí. Najväčšie koncentrácie CO_2 sa zistili práve pri týchto zlomoch a pri ich navŕtaní (S-64, S-52), resp. naťažení banskými prácami dochádzalo k silným výronom. Po osušení banských chodieb na závode Slatinka zostali vývery preplynenej vody (v ktorej CO_2 je dominantnou zložkou) na poruchách, alebo v ich blízkosti. Tieto poruchy boli buď rozovreté, alebo vyplnené piesčitým materiálom.

Skutočnosť že tieto zlomy predstavujú prívodné cesty CO_2, potvrdzujú i výsledky hydrochemického mapovania. Koncentrácie CO_2 sú pomerne rovnomerne

Obr. 2. Mapa izolínií rozpusteného CO_2 vo vode z pieskov produktívneho súvrstvia medzi D. Strhármi a Slatinkou za október 1963

Zostavil V. Hanzel (1963)



rozložené okolo prívodných zlomov. Avšak v niektorých úsekoch zlomu boli veľké koncentrácie CO_2, v ďalšom úseku zas sa redukovali, resp. sa nezistil žiaden CO_2, čo znamená, že zlomy nemusia byť v celom svojom rozsahu prívodnými cestami pre plyn. V študovanej oblasti nie je vylúčená ani možnosť prechodu horizontálne po priepustných vrstvách stýkajúcich sa na zlomoch.

Kysličník uhličitý pri výstupe z podložia blízko výstupných ciest preplyňuje podzemné vody a akumuluje sa pod tlakom v prostredí majúcom vhodné kolektorské vlastnosti. Zistil sa vo vodách rupelsko-akvitánskeho horizontu, burdigalu a produktívneho spodnohelvétskeho súvrstvia. V sedimentoch mladších ako produktívne súvrstvie sa nezistil, v dôsledku utesnenia prívodných ciest CO_2 v mocnom komplexe (200 m) nadložných spodnohelvétskych ílov (F r a n k o 1961). Iba na miestach, kde sú nadložné íly malých mocností a prechádzajú nimi prívodné zlomy, bývajú ojedinelé pramene kyseliek (M. Krtíš, D. Strháre).

Najväčšie nebezpečenstvo pri ťažbe uhlia predstavujú akumulácie CO_2 s vodou, prípadne i bez vody v pieskoch produktívneho súvrstvia. Pôvodný tlak v horizonte bol odľahčený únikmi (vo vrtoch), takže dnes v exploatovanej časti ložiska sa tlak pohybuje pod 5 atp. Keďže tento horizont je obohacovaný prírodnými CO_2 z podložných akumulácií, uzavretých v aleuritických sedimentoch (sú bez väčš. únikov) je ich tlak relatívne vyšší než v horizonte produktívneho súvrstvia. Pri erupcii z akvitánskych horizontov na vrte S-135 bol tlak na ústí 18 atm., pritom akumulácia bola v hĺbke 345—443,0 m. U vrtu S-160 eruptovala preplynená voda z hĺbky 189,3—193,8 m z pieskov produktívneho súvrstvia s tlakom na ústí cca 10 atm. Po umelom otvorení časom tlak v akumuláciách poklesne a vyrovnáva sa tlaku, pod ktorým CO_2 vystupuje z podložia.

Množstvo rozpusteného CO_2 vo vodách značne kolíše; tak u prirodzených prameňov kyseliek sa pohybuje od niekoľko mg/l až do 2600 mg/l (priemerne okolo 1500 mg/l). U väčšiny prameňov býva obsah v zimných a jarných mesiacoch minimálny a rapídne stúpa v letných a jesenných mesiacoch, pričom teplota vody priamo závisí od teploty vzduchu.

U výverov v baniach a odvoňovacích vrtoch, kde bol sledovaný režim preplynených vôd z horizontu pieskov produktívneho súvrstvia, obsah CO_2 kolísal od 600 do 2600 mg/l, teplota vody sa prakticky nemenila. U prirodzených prameňov kyseliek a u vrtov (PS-25, PS-26), situovaných v území, kde piesky produktívnej série vystupujú až na povrch, resp. pod aluviálne náplavy, kolísal obvykle v závislosti na hladine vody. Pri znižovaní hladiny sa zmenšuje tlak odpovedajúci hydrostatickému tlaku v danej hĺbke; preto sa voda presycuje CO_2, až dochádza k spontánnemu vylučovaniu voľného CO_2. Tak pri začerpávaní bariéry vrtov MUB pri Dolných Strhároch došlo k výronom voľného CO_2 pri znížení hladiny o 10 až 20 m, avšak vo vrtoch na inej tektonickej kryhe nedošlo k výronu ani pri znížení hladiny o 20 m. Obsah rozpusteného CO_2 vo vrtoch prv spomínaných sa pohyboval od 1400 mg/l do 2600 mg/l, kým u druhej skupiny vrtov bol podstatne nižší (od 55,0 do 500,0 mg/l).

CO_2 je vo vode rozpustený len do určitej koncentrácie závislej na tlaku, teplote a čiastočne aj na mineralizácii vody (Oswaldov koeficient rozpustnosti). K výronom voľného CO_2 z vody dochádza vtedy, keď znížením hladiny vody a tým i hydrostatického tlaku sa poruší hranica rozpustnosti CO_2 za daných vrstevných podmienok a voda sa tým stáva presýtenou CO_2.

Pri razení banských diel na závode Slatinka dochádzalo k veľkým výronom plynu a vody, počas razenia intenzita zvodnenia bola veľká a voda pritekala z počvy, zo stien i stropu. V miestach, kde sa hladina vody odvodnením znížila pod sloj, boli výrony suchého CO_2 z počvy niekde v dĺžke až 60—100 m. Po čase však mnohé prítoky preplynených i nepreplynených vôd a výrony CO_2 sa zmenšili, alebo úplne zanikli; zostali len vývery a výrony CO_2 na poruchách, alebo v ich bezprostrednej blízkosti. Domnievam sa, že k osušeniu chodieb a k zmenšeniu výronov došlo zmenšením alebo vyčerpaním statických zásob tej-ktorej časti ložiska, pričom dochádza ďalej po poruchách k príronom CO_2 z podložných akumulácií. (K výronom plynu a preplynenej vody dochádza pri banských prácach napriek odvodňovaniu povrchovými vrtmi minimálne v 6-mesačnom predstihu, najmä pri naťahaní porúch.)

Pri zachytení porúch slúžiacich ako prívodné cesty CO_2 vrtmi, alebo v ich blízkosti, dochádza k erupciám preplynenej vody, resp. suchého CO_2, trvajúcim už niekoľko rokov. U vrtu S-160 erupcie prebiehajú v nepravidelných intervaloch už od roku 1957. Obsah CO_2 vo vode sa pohybuje od 1700 až do 2000 mg/l. S preplynenou vodou je vynášaný i piesčitý materiál, čím sa vo vrte vytvorila kaverna, ktorá sa erupciami zväčšuje a ovplyvňuje interval a dobu trvania jednotlivých erupcií. Po ukončení erupcie hladina hlboko klesá a kaverna vo vrte je vyprázdnená. Neskôr sa dopĺňa vodou bez obsahu CO_2, ktorý postupne z podložia preniká, až sa voda opäť preplní; hladina vo vrte pritom stúpa, až dôjde k novej erupcii. Na vrtoch ML-24, St-20, už niekoľko rokov uniká suchý CO_2, ktorého produkcia činí 1000—3000 m^3/deň.

Na základe týchto skutočností predpokladám, že v pieskoch produktívneho súvrstvia nejde len o statické zásoby CO_2, zlikvidovateľné jednorázovým odplynením, ale že treba počítať i s dynamickými príronmi z podložných akumulácií, ktoré môžu byť rôznej intenzity.

Nakoniec treba uviesť, že podzemné vody z pieskov produktívneho súvrstvia, v okolí Slatinky bývajú metamorfované z podložia len príronmi CO_2. Svedčí o tom aj ich chemizmus, ktorý nie je ovplyvňovaný príronmi podzemných vôd z nižšie položených horizontov, ako to predpokladá F r a n k o (1961) na základe zvýšenia obsahu bikarbonátov vo vode z vrtov PS-26 a PS-35. Samotné zvýšenie obsahu bikarbonátov nie je postačujúce pre takýto predpoklad; vody z oblastí rozšírenia CO_2 totiž mali všeobecne vyšší obsah bikarbonátov až o 300 až 500 mg/l oproti vodám z oblastí bez CO_2. Je to zrejmý dôsledok prírony CO_2 do produktívneho súvrstvia. Aj u prirodzených prameňov kyseliek možno predpokladať, že u nich dochádza len k príronom suchého CO_2, ktorý metamorfuje vody až pri povrchu.

Problémy súvisiace s prítomnosťou CO_2 v JUP pomôžu objasniť technické práce, ktorými sa okrem iného overia i akumulácie CO_2, možnosti jeho prírastov do produktívneho súvrstvia, tlakové pomery, preplynenie jednotlivých horizontov a tým overia aj doterajšie poznatky. V príspevku sú zhrnuté výsledky prác, na ktorých sa okrem autora podieľali aj M. Choma a S. Gazda. Záverom ďakujem O. Frankovi, E. Kullmanovi za rady a pracovníkom MUB, VVS HU a GP za spoluprácu pri výskume.

Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

[1] Brodňan M., 1957: Výpočet zásob JUP k 1. 1. 1957. Problém: Modrý Kameň—západ, stredná časť—CO_2 pásmo. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [2] Čechovič V., 1952: Geológia Juhoslovenskej uholnej panvy. Geologické práce, Zošit 33, Bratislava. — [3] Ďaďo Š., 1954: Zhodnotenie prieskumných prác v Juhoslovenskej uholnej panve — pásmo CO_2 k 20. 11. 1954. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [4] Fides J., 1961: Štúdia odvodňovania pieskov produktívneho súvrstvia v MUB. Rukopis; VVS HU Prievidza. — [5] Franko O., 1960: Základný hydrogeologický výskum Juhoslovenskej uholnej panvy vo vzťahu k CO_2 (predbežná zpráva za rok 1960). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Franko O., 1961: Pôvod CO_2 v Juhoslovenskej uholnej panve a možnosti odplyňovania. Sborník referátov ku Dňu výmeny skúseností vo Veľkom Krtíši. — [7] Homola V., Janák J., 1958: Oporná vrtba Bušince 1 v Juhoslovenskom oligocénu. Práce ústavu pro naftový výzkum, svazek X/41, Brno. — [8] Hynie O., 1955: Hydrogeologie minerálních vod. Učebné texty vysokých škol, Praha. — [9] Hynie O., 1963: Hydrogeologie ČSSR. ČSAV, Praha. — [10] Choma M., Fides J., 1962: Projekt výskumnej úlohy O3-H-I na roky 1963—1965. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [11] Choma M., Hanzel V., 1962: Základný hydrogeologický výskum JUP vo vzťahu k CO_2. (Ročné zprávy za roky 1961 a 1962.) Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Maheľ M., 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce ŠGÚ, Zošit 27, Bratislava. — [13] Myslil V., 1959: Kysličník uhličitý v českém masívu. Rukopis; kandidátska práca, Praha. — [14] Seneš J., 1952: Zpráva o výpočte zásob (JUP) k 1. 1. 1952. Archív GP, Žilina. — [15] Vass a kolektív, 1962: Záverečná zpráva za úkol 02-A-1, list Modrý Kameň 1:50.000. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [16] Gazda S., 1962: Hydrogeochemický výskum JUP. Rukopis; Geofond, Bratislava.

VLADIMÍR HANZEL

ÜBER DIE ANWESENHEIT DES KOHLENOXYD IM SÜDSLOWAKISCHEN KOHLENBECKEN

Das Südslowakische Kohlenbecken zwischen Lučenec und Šahy ist durch Braunkohlenvorräte (unterhelvetischen Alters) bekannt. Einige Teilgebiete des Beckens sind durch Kohlenoxyd-Exhalationen gestört.

Im vorliegenden Artikel sind hydrogeologische Verhältnisse des Gebietes kurz charakterisiert. Der wesentliche Teil beschäftigt sich mit der Verbreitung, Akkumulationen und Aufstiegswegen des Kohlenoxyd, und zwar auf Grund mehrerer oberflächlichen und auch in Stollen durchge-

führen Kartierungsarbeiten und der regelmässigen Verfolgung der gashaltigen Wässer. Durch diese Forschungen konnte man zwei Verbreitungszonen des Kohlenoxyd feststellen: die Strhára-Zone und Modrý Kameň-Zone. Es wurden auch Erkenntnisse über die Konzentration des CO_2 im Wasser der produktiven Schichtfolge und über das Wesen der Gashaltigen Wässer erworben. Als Aufstiegswege des Kohlenoxyd dienen die Brüche, längs welcher Gas ins geeignete Milieu emporsteigt, wo es im Wasser aufgelöst wird und dann unter dem Druck zur Oberfläche drängt.

KAZIMÍR MALATINSKÝ

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY NOVÁCKEHO HNEDOUHOĽNÉHO LOŽISKA

Úvod

Novácke hnedouhoľné ložisko sa nachádza v Hornonitrianskej kotline, lemovanej na V neovulkanickým pohorím Vtáčnik, na SV kryštlickým pohorím Žiar, na S masívom Malej Fatry a na Z Strážovským pohorím. Samotné ložisko sa rozprestiera medzi obcami: Koš, Sebedražie, Lehota pod Vtáčnikom, Kamenec pod Vtáčnikom, Zemianske Kostolany, Dolné Lelovce, Diviacka Nová Ves, Opatovce nad Nitrou až k Prievidzi. Hornonitrianskou kotlinou preteká rieka Nitra, Handlovka s priľahlými prítokmi Cigľankou, Ťakovom a Lehotským potokom.

Schematický geologický profil ložiska podáva nasledujúca tabuľka:

mocnosť vrstvy		petrografické označenie vrstiev
kvartér	1—65 m	hliny, štrky
panón	20—300 m	lelovecká formácia
sarmat	5—80 m	relikty produktov nadloženého vulkanizmu
	20—100 m	íly s nadložnými slojmi
	1—20 m	relikty cígeľ. štrkozlepencov
tortón	100—300 m	nadlož. íly s polohami produktov medzivulkanickej fázy (pieskovce, tufity)
	1,70—27,40 m	hlavný uhoľný sloj
	0,20—7,00 m	podložné íly
	30—250 m	produkty podlož. vulkanizmu (pieskovce, tufity, tufy, zlepence a brekcie) redeponované a in situ
burdigal	nezistená	vrstvy šlírového vývoja
eocén	nezistená	piesčité vrstvy, flyšoidné vrstvy, bazálne zlepence

Tektonické pochody, ktoré začali už pri vzniku hlavného uhoľného sloja a vyvrcholili pred usadením štrkozlepencovej sarmatskej formácie, rozdelili uhoľné ložisko na sústavu tektonických krýh, vytvárajúcich priekopové prepadliny a hrasti. Výška skoku sa pohybuje od 10 do 360 m. Na ložisku rozlišujeme dva zlomové systémy toho istého veku. Hlavný systém potvrdený i banskými prácami má smer JJZ—SSV a v severnej časti ložiska sa stáča do JZ—SV smeru. Vedľajší zlomový systém, ktorý rozdeľuje jednotlivé tektonické kryhy, je rôzneho smeru s podstatne menšou výškou skoku.

Hydrogeologické pomery nováckeho uhoľného ložiska boli overené 8 hydrogeologickými vrtmi (pomocou ílovitého výplachu, súpravami CR — 1200) a 6 pozorovacími vrtmi. Zvodnené horizonty boli určované na základe litologického popisu vrtného jadra.

Hydrogeologické vrty, realizované v rokoch 1960—1963, prvý raz overili v Hornonitrianskej kotline i hlbšie zvodnené horizonty ako kvartér. Prvé hydrogeologické pozorovania na ložiskových prieskumných vrtoch pochádzajú už z roku 1940. Od tej doby až do roku 1960 sa o hydrogeologických pozorovaniach a čerpacích pokusoch (kalovkou) zachovali iba neúplné dáta, a preto sme ich mohli zhodnotiť len v ojedinelých prípadoch.

Vodonosné horizonty

V južnej časti Hornonitrianskej kotliny, kde je vyvinutý uhoľný sloj, môžeme vymedziť nadložný a podložný hydrogeologický komplex. Prvý tvoria kvartérne sedimenty, lelovecká štrkozlepencová formácia panónu a relikty cígeľských štrkozlepencov, ktoré sa pričleňujú k sarmatu. Podložný zvodnený hydrogeologický komplex tvorí redeponovaný tufitický materiál tortónu a ílovité piesky burdigalu. Na okrajoch panvy, kde uhoľný sloj i nadložné íly, rozdeľujúce obidva hydrogeologické komplexy, sa vykliňujú, dochádza k ich spojeniu.

Podložné tufity, až na málo výnimiek, neboli po celej mocnosti prevŕtané, a preto nepoznáme charakter hornín v celom podloží ložiska.

Podľa vrtných prác S od obce Koš podložné tufity ležia priamo na horninách šlírového charakteru, ktoré reprezentujú burdigal. Severnejšie, v okolí Prievidze, kde nadložné íly, uhoľný sloj i podložné tufity chýbajú, leží nadložný zvodnený hydrogeologický komplex priamo na burdigale; v týchto miestach teda dochádza k hydraulickému spojeniu oboch hydrogeologických komplexov. Burdigal v podloží tufitov vyskytuje sa pravdepodobne len po obec Koš, kým v južnej časti kotliny (vrty Z-278 H, Z-288 H atď.) chýba. Tu ležia podložné tufity priamo na paleogéne.

Paleogénne horniny sa podstatne líšia po stránke diagenetickej od hornín neogénu, sú pevné, kompaktné, čo sa odráža aj v ich hydrogeologických vlastnostiach. Kým u neogénnych sedimentov prevláda priepustnosť pórovitá (ktorá podľa stupňa diagenézy zaniká a objavuje sa priepustnosť puklinová), u paleogénnych hornín ide skoro výlučne o priepustnosť puklinovú. Takéto hydrogeologické podmienky sú asi charakteristické pre spodné ohraničenie podložného hydrogeologického komplexu.

Nadložný zvodnený hydrogeologický komplex

Kvartér reprezentujú hliny, aluviálne náplavy a preplavené sutiny. Hliny žltohnedej farby s valúnmi andezitu tvoria súvislú pokrývku na celom území ložiska; jej mocnosť sa pohybuje od 0,5 do 3,0 m. Aluviálne náplavy sú tvorené štrkopieskami, štrkmi prevažne z neovulkanických hornín, len rieka Nitra transportuje mezozoický materiál. Náplavy dosahujú pri rieke Nitre mocnosť až 65 m (priemerná mocnosť 20—30 m)

Do kvartéru sa zahrňujú aj tzv. hlinito-piesčité andezitové sutiny, ktoré sa vyskytujú po celom území ložiska v nadloží leloveckej formácie. Je dosť problematické nazývať ich sutinami, lebo sa nachádzajú hlboko v kotline; ide pravdepodobne o preplavené sutiny zo svahov neovulkanického pohoria Vtáčnik. Hranica medzi sedimentmi kvartéru a leloveckou formáciou nie je zreteľná: konvenčná hranica je určená na základe výskytu neovulkanického materiálu.

Štrkozlepencovú, tzv. lelovecku formáciu tvoria valúny vápenca, pieskovca, kremenca, žuly, dolomitu, pegmatitu, ílovca a kryštalických bridlíc. Veľkosť valúnov sa pohybuje od 1 do 30 cm. Lokálne sú spájané ílovito-piesčitým, výnimočne aj tufitickým tmelom. Stupeň diagenézy a zrnitostné zloženie štrkozlepencovej formácie je v smere vertikálnom i horizontálnom rôzne. Vyskytujú sa tu vložky piesčitých, slienitých a tufitických ílov (až 20—30 m mocné). Maximálna mocnosť štrkozlepencovej formácie v okolí vrtu Z-41 je 470 m.

Nadložný zvodnený komplex nie je homogénny, ale rozdelený nepriepustnými vložkami na tzv. *podhorizonty*, ktoré v širšom regióne hydraulicky súvisia a majú charakter artézskych horizontov. Litologické zloženie hornín ovplyvňuje aj koeficient priepustnosti, ktorý je väčší vo vrchných partiách horizontu, budovaných kvartérnymi sedimentmi (cca do hĺbky 25 m; $1{,}45 \cdot 10^{-4}$—$3{,}12 \cdot 10^{-6}$ m/sek., t. j. 12,6—0,271 m/deň). Spodné partie, tvorené štrkozlepencami, sú o niečo menej priepustné (koeficient priepustnosti $1{,}5 \cdot 10^{-6}$ do $4{,}0 \cdot 10^{-7}$ m/sek., t. j. 0,13 do 0,035 m/deň). Celý nadložný hydrogeologický komplex možno charakterizovať ako horizont beztlakových vôd s podhorizontmi artézskeho charakteru, v niektorých prípadoch s malým pozitívnym pretlakom.

Podložný zvodnený hydrogeologický komplex

Podložný hydrogeologický komplex leží pod hlavným uhoľným slojom, od ktorého je lokálne oddelený vrstvou uhoľných, resp. tufitických ílov. Z hľadiska banskej prevádzky sa označuje ako hlavný zvodnený horizont, pretože v ňom sa razia banské diela a priamo ovplyvňuje banskú prevádzku. Ide prakticky o niekoľko priepustných vodonosných horizontov, oddelených navzájom nepriepustnými vrstvami, ale s jednotným hydrogeologickým režimom. Mocnosť tohto komplexu sa pohybuje od 25 m (okraj ložiska pri Veľkej Lehote) až do 250 m (v poklesnutých častiach ložiska). Koeficient priepustnosti sa tu pohybuje v rozmedzí $5{,}85 \cdot 10^{-5}$—$2{,}7 \cdot 10^{-9}$ m/sek., t. j. 5,05—0,000234 m/deň. Tento hydrogeologický komplex má charakter horizontu tlakových vôd s pozitívnym pretla-

kom, ktorý je však v strede panvy (v dôsledku odvoňovania baní) podstatne znížený.

Paleogénne sedimenty pod podložným hydrogeologickým komplexom tvoria ílovce, kremito-vápnité pieskovce s úklonom 50° až 55°, zvodnené a charakterizované puklinovou priepustnosťou s koeficientom priepustnosti $1{,}18 \cdot 10^{-6}$ až $3{,}86 \cdot 10^{-8}$ m/sek., t. j. 0,1—0,003 m/deň. Paleogénne horniny neboli prevŕtané po celej mocnosti; od podložných tufitov nie sú oddelené mocnejšou nepriepustnou vrstvou, ale podľa priepustnosti a chemizmu vôd usudzujeme, že ide o osobitný zvodnený horizont.

Tektonické poruchy vo vzťahu k hydrogeologickým pomerom

Podľa skúseností z baní a podľa mineralogického zloženia nadložných ílov sa nepredpokladalo, že porušené íly by boli schopné viesť vodu. Ako bolo známe tzv. nadložné íly pri styku s vodou napučiavajú a zaceľujú prípadné poruchy. Tento predpoklad bol sčasti nesprávny; komplex nadložných ílov má už charakter pevných ílov až ílovcov s piesčitou prímesou. Ílovce sú vrstevnaté s úklonom v priemere do 20°; často sú porušené a mávajú potom čriepkovitý až íverovitý rozpad.

Poruchy v nadložných íloch boli overené na troch hydrogeologických vrtoch: Z-206 H, Z-264 H a Z-278 H. Voda, prenikajúca tektonickými poruchami, pochádza z podložných tufitov; v dvoch hydrogeologických vrtoch vykazovala pozitívny pretlak, vo všetkých troch prípadoch mala pretlak vodného stĺpca o 100—130 m väčší ako voda z podložných tufitov (viď tab. 2). Koeficient priepustnosti činí $1{,}0 \cdot 10^{-6}$—$2{,}3 \cdot 10^{-8}$ m/sek., t. j. 0,14—0,0002 m/deň.

Infiltračné oblasti

Nadložný zvodnený hydrogeologický komplex, ktorý reprezentujú kvartérne a vrchnopanónske sedimenty (lelovecká štrkozlepencová formácia) a relikty sarmatských cígeľských štrkozlepencov, je po celej svojej ploche zásobovaný hlavne zrážkovými vodami. Ďalším zdrojom sú vodné toky Nitra, Handlovka a ich ľavostranné prítoky z pohoria Vtáčnik. Tak napr. potok tečúci cez Vlčie Kúty mal pri vtoku do leloveckých štrkozlepencov prietok 3,57 l/sek., pri výtoku 1,98 l/sek.; úbytok výdatnosti vznikol na dĺžke cca 1,1 km (F r a n k o 1961). Celý nadložný horizont tvorí nádrž podzemných vôd, ktorá nemá prirodzený odtok vo forme prameňov. Vo východnej a v JV časti uhoľného ložiska je táto podzemná nádrž odvodňovaná banskými dielami na bani Mier a Lehota.

Keď uvážime, že tektonické poruchy v nadložných „íloch" sú schopné viesť vodu, prichádzame k názoru, že nadložný zvodnený komplex môže byť napájaný po tektonických poruchách vodami z podložia. Na podopretie tohto názoru uvádzam kóty výtlačných výšok vôd z tektonických porúch a leloveckej formácie.

vrt	kóta ustálenej hladiny	
	lelovecká formácia	tektonická porucha
Z-260 H	258,78 m	261,20 m
Z-264 H	267,19 m	281,24 m
Z-278 H	272,14 m	242,45 m

Vo vrte Z-278 H je výtlačná výška z tektonickej poruchy nižšia ako z leloveckej formácie; pravdepodobne je táto porucha ovplyvňovaná odvodňovaním z II. horizontu na bani Mládeže.

Infiltračná oblasť podložného zvodneného komplexu je prevažne V od uhoľného ložiska. Podložné tufity tu vychádzajú na povrch a tvoria prah medzi nováckym a handlovským uhoľným ložiskom o šírke asi 3 km (Veľká Čausa, Malá Lehôtka, Sebedražie, Malá Lehota, Veľká Lehota), približne S—J smeru. Podložné tufity smerom do kotliny stupňovite upadajú a sú prikryté produktívnym súvrstvím, leloveckými štrkozlepencami a kvartérom. Pri západnom obmedzení kotliny sú ohraničené hlavným zlomom, ktorý oddeľuje bojnickú vysunutú kryhu od kotliny. Podložný zvodnený komplex je čiastočne napájaný zo severnej časti Hornonitrianskej kotliny, S od Prievidze, kde sa spája nadložný a podložný komplex.

Podložný hydrogeologický komplex, napriek značnému tektonickému porušeniu, je v podstate súvislý a vytvára artézsky horizont. Nadmorská výška infiltračnej oblasti východne od ložiska na S sa pohybuje od 300 m do 350 m a na juhu až 450 m. Pôvodné výtlačné výšky z podložných tufitov sú nie známe; mohli byť o 50—100 m menšie podľa vzdialeností od infiltračnej oblasti. Spomínané rozdiely vo výtlačných výškach sú zapríčinené odporom horniny proti prúdeniu vody. Vlastný uhoľný sloj nie je zvodnený; lokálne však, kde ním prechádza zvodnená tektonická porucha, môže z neho nastať prítok vody. Iná možnosť odkvapkávania vody zo stropu a stien je voda z podložných tufitov, prenikajúca do uhlia pod hydrostatickým tlakom.

Ovplyvnenie režimu podzemných vôd ťažbou

Od roku 1939, kedy sa začali prvé banské práce na nováckom uhoľnom ložisku, až podnes sa režim vôd v podložnom zvodnenom komplexe značne zmenil. Náhly zvrat v režime nastal po roku 1958, dokedy bol smer toku podzemnej vody približne od V na Z, od východu podložných tufitov do stredu panvy, od hydroizopiezy 280 do 230. Hydraulický spád I sa rovnal 0,015. Po roku 1958, kedy sa začalo čerpať z II. horizontu na bani Mládeže, na kóte —50 m n. m., vytvoril sa nový režim prúdenia vody podložných tufitov, ktorý značne pozmenil pôvodné spádové pomery. II. horizont na šachte bane Mládeže pôsobí ako „veľká studňa", ku ktorej komunikujú vody podložného hydrogeologického komplexu celej kotliny. Tlakový spád hladín k odvodňovaciemu bodu je v rôznych smeroch rozličný; SV od obce Koš je 0,032, južne od obce 0,045. Severne od závodu baňa Mier

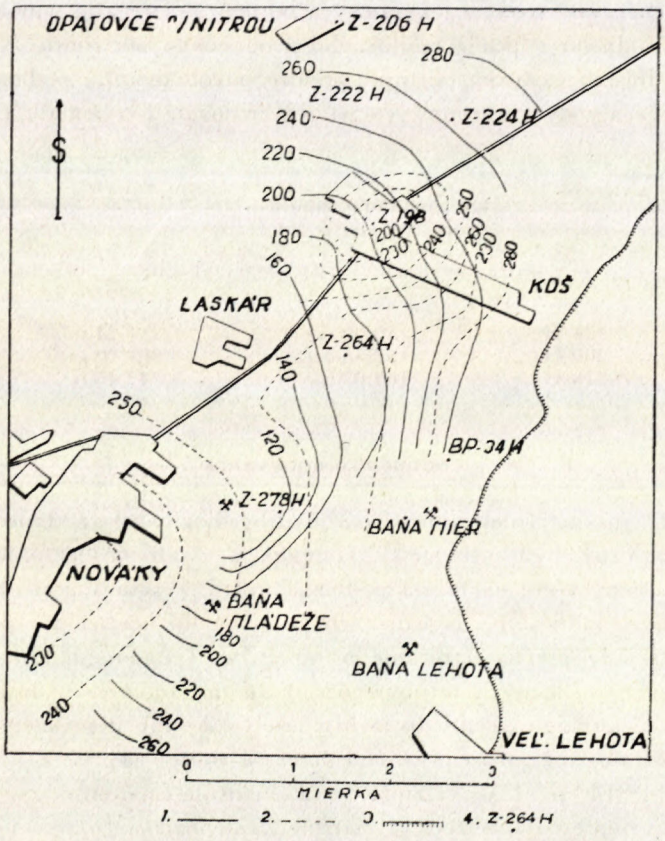
Tab. 1

Prehľadná tabuľka koeficientov priepustnosti jednotlivých zvodnených horizontov:

Označ. vrtu	Koeficient priepustnosti		Ustálená hladina		Poznámka
	m/sek.	m/deň	+ nad terén − pod terén	kóta	
1. Kvartérne sedimenty					
Z-222-H	$3{,}28 \cdot 10^{-6}$	0,284	+ 1,75 m	254.82	
Z-224 H	$1{,}45 \cdot 10^{-4}$	12,6	− 7,5	258.35	
Z-260 H	$6{,}4 \cdot 10^{-5}$	5,54	− 3,60	252.65	
Z-264 H	$3{,}12 \cdot 10^{-6}$	0,271	− 2,84	265.18	i vrch. časť lelov. form
Z-278-H	$7{,}57 \cdot 10^{-6}$	0,654	− 4,67	274.67	
2. Lelovecká formácia					
Z-222 H	$1{,}5 \cdot 10^{-6}$	0,13	+ 7,37	260,44	
Z-224 H	$1{,}55 \cdot 10^{-6}$	0,134	− 4,54	261,31	
Z-260 H	$3{,}6 \cdot 10^{-6}$	0,31	+ 2,53	258,78	
Z-264 H	$5{,}3 \cdot 10^{-7}$	0,046	− 0,87	267,19	
Z-278 H	$4{,}04 \cdot 10^{-7}$	0,035	− 0,71	272,14	
Z-288 H	$1{,}5 \cdot 10^{-7}$	1,29	− 3,99	253,62	
3. Nadložné vulkanické tufity					
Z-222 H	$2{,}34 \cdot 10^{-6}$	0,202	+ 6,08	259,15	
4. Tektonické poruchy v nadložných íloch					
Z-260 H	$2{,}3 \cdot 10^{-8}$	0,0002	+ 5,92	261,20	
Z-264 H	$1{,}01 \cdot 10^{-7}$	0,0087	+ 13,2	281,24	
Z-278 H	$1{,}06 \cdot 10^{-6}$	0,138	− 36,70	242,03	
5. Podložné tufity					
Z-224 H	$1{,}55 \cdot 10^{-6}$	0,134	− 4,54	261,31	
Z-260 H	$4{,}67 \cdot 10^{-6}$	0,405	− 93,80	162,35	
Z-264 H	$7{,}06 \cdot 10^{-7}$	0,061	− 92,93	175,09	
Z-278 H	$5{,}85 \cdot 10^{-5}$	5,05	−162,32	109,03	
Z-288 H	$2.7 \cdot 10^{-1}$	0,00023	+ 16,73	274,34	
6. Burdigal šlír					
Z-224 H	$1{,}4 \cdot 10^{-9}$	0,00012	− 0,40	252,67	
7. Paleogénne sedimenty					
Z-278 H	$1{,}18 \cdot 10^{-6}$	0,102	−124,51	156,64	
Z-288 H	$3{,}86 \cdot 10^{-8}$	0,00335	+ 1,5	259,11	hladina kolíše

priebeh hydroizopiezy poukazuje, že smer prúdenia podzemnej vody má ešte svoj pôvodný smer (približne V—Z), ale väčší tlakový spád I (0,1); až v okolí vrtu Z-81 a Z-69 badať odchýlenie z pôvodného smeru k odvodňovaciemu bodu. Najväčší tlakový spád vodných hladín je od JV (0,23); dosah tlakovej depresie smerom na S činí 3500 m, na SV k východu podložných tufitov 2200 m.

Pôvodná depresná anomália okolo vrtu Z-198 sa odvodňovaním tiež pozmenila. Stred depresie bol posunutý mierne k JZ a hydroizopiezy sa roztvorili v smere osi SZ—JV. Odvodňovanie podložných tufitov na okrajových závodoch (baňa Mier a Lehota) podstatne nevplýva na režim podzemných vôd v kotline, lebo odvodňovanie siaha len do malých hĺbok. Aj režim vôd v nadložnom hydrogeologickom komplexe je narušený banskou prevádzkou, hlavne v rajóne okrajových banských závodov, kde sa uhlie exploatuje z menších hĺbok a mocnosť nadložných ílov je nepatrná. Tu sú odvodňované lelovecké štrkozlepence a kvartérne sedimenty.



Obr. 1. Náčrt hydroizopiez. 1 — hydroizopiezy do roku 1958; 2 — hydroizopiezy v rokoch 1958—1963; 3 — hranica východov podložných tufitov; 4 — hydrogeologický vrt.

Na základe skúseností z nadložných „ílov", ktoré, ako sa ukázalo, sú schopné po tektonických poruchách viesť vodu, môže pri intenzívnej ťažbe dôjsť k presiakaniu vody z nadložného zvodneného horizontu po zlomových trhlinách do vyrúbaných priestorov. To znamená, že môže dôjsť k odvodňovaniu nadložného hydrogeologického komplexu a k spojeniu oboch komplexov. Takéto spojenie je podmienené vytvorením zálomových trhlín v nadložných íloch. Mechanický proces vzniku týchto trhlín a jeho časový priebeh je zatiaľ predmetom výskumu, a preto nateraz nemožno predpokladať jeho odraz, resp. vplyv na hydrogeologický režim nadložného horizontu. Nutno však počítať s určitou elasticitou nadložných „ílov" aj s tým, že zálomové trhliny budú presiakovanou vodou kolmatované, čo by mohlo viesť k stabilizácii (resp. nenarušeniu) terajšieho režimu nadložného hydrogeologického komplexu.

Nadložný hydrogeologický komplex môže byť odvodňovaný nielen po zálomových trhlinách, ale aj po tektonických poruchách, a to vtedy, keď natoľko budú znížené výtlačné výšky vody z tektonických porúch, že prevahu nadobudne hydrostatický tlak vodného stĺpca z nadložného zvodneného horizontu. K tomu môže dôjsť len po dlhšom časovom odstupe, pretože odvodňovaním podložných tufitov sa výtlačná výška vody z tektonických porúch zmenšuje len pomaly (pozri nasled. tabuľku).

Tab. 2

kóta ustálenej hladiny		
vrt	podložné tufity	tektonická porucha
Z-264 H	175,09 m	281,24 m
Z-260 H	162,35 m	261,20 m
Z-278 H	109,03 m	242,45 m

Podmienky dobývania

Pri razení banských diel z hľadiska hydrogeologických podmienok najväčší vplyv má podložný hydrogeologický komplex a zvodnené tektonické poruchy. Podložný zvodnený komplex tvoria podložné tufity, zväčša s pórovitou priepustnosťou. Z tohto hľadiska počas banských prác (podľa koeficientu priepustnosti) nie sú predpoklady pre katastrofálne prítoky vôd. Ustálená hladina vo vrchnej časti zvodnených podložných tufitov, pod uhoľným slojom je v dôsledku odvodňovania na II. horizonte šachty bane Mládeže, v dosahu depresného kužeľa tiež znížená; najväčšie zníženie je pri šachte bane Mládeže, na vrte Z-278 H 600 m; V od šachty činí 140 m. Tlakové zníženie sa zmenšuje smerom od odvodňovacieho bodu k hranici depresného kužeľa; v strednej časti ložiska J od obce Koš na vrte Z-264 H činí 90 m.

Podstatne nebezpečnejšie pri razení banských diel sú zvodnené tektonické po-

ruchy. Aj keď koeficient priepustnosti nepoukazuje na veľké zvodnenie (približne rovnaké, resp. o niečo menšie ako u podložných tufitov), hydrostatické výšky vôd z tektonických porúch sú o 100—130 m vyššie ako z podložných tufitov (viď tab. 2) a sú pravdepodobne len nepatrne znížené odvodňovaním na II. horizonte šachty bane Mládeže. Nepriaznivým činiteľom bude prítok vôd z tektonických porúch; kým z podložných tufitov dochádza k plošným prítokom, z tektonických porúch môže dôjsť k sústredenému prítoku pod tlakom, odpovedajúcim hydrostatickej výške vodného stĺpca zvodnenej tektonickej poruchy. Pri mechanickom narušení takejto tektonickej poruchy môže pri rýchlom uvoľnení tlakov dôjsť aj k porušeniu okolitých hornín (závalom). Pri razení prípravných banských diel i pri exploatácii uhoľného substrátu sú potrebné bezpečnostné opatrenia vo forme predvrtov; ich dĺžku treba určiť, aby mocnosť prekrytia predvrtov mohla zadržať tlaky vody v poruchách. Mocnosť prekrytia bude závisieť od fyzikálnych vlastností predvrtávaných hornín, lebo podložné tufity sú rôzneho litologického zloženia a podľahli rôznemu stupňu diagezézy.

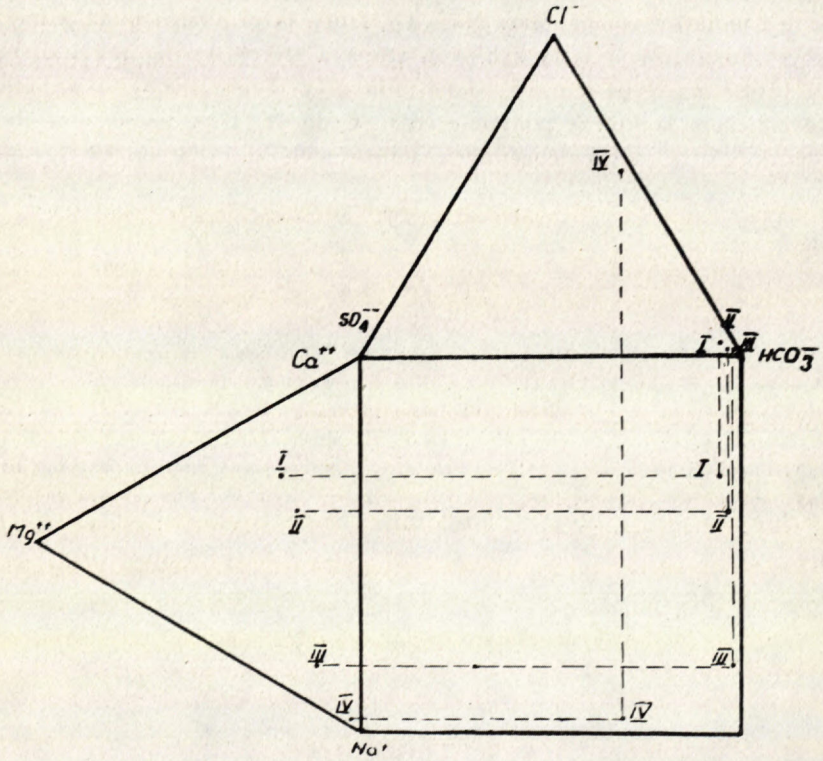


Diagram podľa S. A. Durova. Vzorky vôd: I — vrt Z-264 H, kvartér a vrchná časť leloveckej formácie v hĺbke 47,40 m; II — vrt Z-264 H lelovecká formácia z hĺbky 94,0 m; III — vrt Z-264 H podložné tufity z hĺbky 295,10 m; IV — vrt Z-278 H paleogénne sedimenty z hĺbky 468,0 m

Chemizmus vôd

Na základe chemických analýz vôd, odoberaných počas čerpacích pokusov, možno vo vertikálnom smere vymedziť podľa obsahu iónov tri základné typy vôd: I. typ kalcium-magnézium-bikarbonátový s podskupinou kalcium-bikarbonátových vôd a prítomnosťou nátrium-bikarbonátovej zložky; II. typ nátrium-bikarbonátový; III. typ nátrium-chloridový.

Prvý typ vody pochádza z kvartérnych sedimentov, podskupina zo štrkozlepencovej leloveckej formácie; druhý typ patrí vodám z podložných tufitov a tretí z paleogénnych sedimentov. Chemizmus vôd odpovedá horninovému prostrediu. Vo vertikálnom smere možno pozorovať určitú metamorfózu vôd. V dôsledku kontaktu kalcium-bikarbonátovej zložky s horninami, ktorých ílovité komponenty sú v nátriovej forme, dochádza k výmene Ca a Na iónov viazaných v hornine. Vody sa metamorfujú na nátrium-bikarbonátové, obohacujú sa o Na, pričom chloridová zložka ostáva nezmenená. Genézu chloridovej zložky u vôd štvrtého typu možno vysvetliť vyluhovaním paleogénnych morských sedimentov; nasvedčuje tomu i molárny pomer iónov Na a Cl, ktorý sa približne rovná jednej.

Celkove mineralizácia vody s hĺbkou stúpa a štvrtý typ na základe sušeného odparku (1683 mg/l) patrí medzi slané minerálky. Teplota vody sa v nadložnom hydrogeologickom komplexe pohybuje od 6 °C do 16 °C, v podložnom komplexe od 15 °C do 25 °C a v paleogénnych sedimentoch od 17 °C do 32 °C.

Geologický prieskum, závod Turč. Teplice

LITERATÚRA

[1] Bartek — Kozáč — Malatinský, 1963: Záverečná zpráva Nováky II. etapa Bane Mládeže so stavom k 1. VII. 1963. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [2] Bartek a kolektív: Výpočet zásob z novácke ho uhoľného ložiska so stavom k 1. VII. 1960. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [3] Dolník J., 1963: Chemizmus vôd novácke ho uhoľného ložiska. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] Franko O., 1961: Ročná zpráva. Základný hydrogeologický výskum novácke j uhoľnej panvy vo vzťahu k bojnickým termám. (Zpráva za rok 1961.) Rukopis; GÚDŠ, Bratislava. — [5] *Kolektív autorov,* 1960: Spravočnik gidrogeologa. Moskva.

O. FRANKO—L. ŠKVARKA

PODZEMNÉ VODY NOVÁCKYCH UHOĽNÝCH BANÍ

V rokoch 1961—1963, v rámci riešenia hydrogeologických vzťahov medzi bojnickými termami a ťažbou uhlia na novráckom lignitovom ložisku, uskutočnil sa základný hydrogeologický výskum novráckych uhoľ. baní, opierajúci sa o sústavné meranie výdatnosti prítokov banských vôd, ich teploty, chemizmu, ďalej o základné banské hydrogeologické mapovanie a záznamy o prievaloch banských vôd. Na základe týchto prác sa odlíšil nadložný a podložný vodný horizont uhoľného sloja. Pre tieto účely sa použili aj výsledky geologických ložiskových vrtov. Takto sa zistilo zvodnenie hornín, budujúcich jednotlivé horizonty, charakter zvodnenia tektonických porúch i jednotlivých baní, v ktorých sa ťaží uhlie za rozdielnych hydrogeologických pomerov. Napokon sa spoznal chemizmus, teplota a charakter prítokov banských vôd a ich režim.

Hydrogeologické pozorovania a merania v baniach

Do započatia výskumu, t. j. do roku 1961 sa prakticky žiadne pozorovania a merania hydrogeologického charakteru neuskutočnili, hoci ťažba uhlia sa začala v r. 1939—1941 a vo väčšom rozsahu od r. 1951. Len pre prevádzkové účely sa od r. 1956 zisťoval celkový prítok do baní na základe dĺžky chodu čerpadiel a ich štítkového výkonu. Až v r. 1961 sa zaviedli také merania, ktoré mali objasniť nielen vyššie spomenuté vzťahy, ale aj hydrogeologické pomery baní a tým prispieť k poznaniu hydrogeologických pomerov ložiska.

Merania sa uskutočnili podľa týchto zásad:

1. prítoky banských vôd sa merajú 1-krát týždenne;
2. merné stanice sa vybudovali tak, že sa osobitne merajú prítoky „nadložnej" vody, osobitne „podložnej" vody a samostatne vody zo starín. Iba kde to z prevádzkových dôvodov nebolo možné, merali sa tieto prítoky spoločne. Takáto voda sa označuje ako voda „zmiešaná";
3. merajú sa osobitne nesústredené prítoky z jednotlivých diel prípadne úsekov a osobitne sústredené prítoky;

4. sústredené i nesústredené prítoky do cca 10 l/sek. sa merajú nádobami, prípadne mernými prepadmi. Väčšie a celkové prítoky sa zisťujú podľa dĺžky chodu čerpadiel, pričom sa výkon čerpadiel kontroluje štvrťročne;

5. u vybratých prítokov z podložia sa zo začiatku uskutočnili chemické rozbory raz mesačne, teraz raz za dva mesiace.

Metodika meraní a merné stanice boli určené v spolupráci s inž. J. Fidesom z Výskumného vývojového strediska pre hnedé uhlie v Prievidzi (VVSHÚ) a geológmi Novackých baní.

Horizonty podzemnej vody

Pri ťažbe uhlia prenikajú podzemné vody z dvoch horizontov a to z „podložného" a „nadložného" (vzhľadom k uhoľnému sloju). Vzťah uhoľného sloja k týmto horizontom je znázornený na hydrogeologicko-hydrochemickom reze (obr. 1). Na tvorbe podzemných vôd týchto horizontov sa podieľajú vody zrážkové a z povrchových tokov. Priemerné ročné zrážky v oblasti Prievidze za roky 1901—1950 sú 689 mm, priemerná ročná teplota 8,5 °C.

„Podložný" horizont tvoria vrchnotortónske horniny tzv. I. vulkanickej fázy (Slávik 1959) — podložné tufity. Ide o redeponované produkty podložného vulkanizmu, usadené vo vysladenej vodnej panve a tvoriace priame podložie uhoľného sloja. Majú pestrý faciálny vývoj vo vertikálnom i horizontálnom smere Zložené sú z tufov, tufitov, tufitických pieskovcov, zlepencov a tufozlepencov s polohami ílov. Mocnosť horizontu je v priemere 200 m, pri východnom okraji uhoľného ložiska vychádza priamo pod kvartérne sedimenty. Od tohto okraja je smerom západným zhadzovaný potortónskymi zlomami poklesového charakteru, ktoré rozbíjajú uhoľné ložisko na celú sústavu priekopových prepadlín a hrastí, do stále väčších hĺbok (až 700 m), kde vykliňuje. Je to artézsky horizont, ktorý obsahuje pórovito-puklinovú podzemnú vodu a je tvorený len zostupnou vetvou. Priepustnosť hornín je slabá, pohybuje sa od 10^{-5} do 10^{-9} m/sek. (Malatinský 1963). Infiltračné oblasti sú pri východnom okraji ložiska, kde podložné tufity vychádzajú pod kvartérne uloženiny a na záp. úpätí pohoria Vtáčnik, kde vychádzajú na povrch a sú v nich zarezané potoky. Tu sú napájané jednak vodou z „nadložného" horizontu, jednak zrážkami a vodou z potokov. Tak napr. potok V od obce Sebedražie mal pri vtoku do tufitov prietok 2,23 l/sek. a po prekonaní 1,2 km 1,89 l/sek. (Franko 1962).

Podložné tufity miestami prechádzajú do tufitických ílov, vyššie aj do uhoľných ílov. Na nich leží uhoľný sloj o priemernej mocnosti 10 m, ktorý je nepriepustný. V nadloží sloja je súvrstvie vrchnotortónskych ílovcov, miestami piesčitých, o mocnosti do 300—600 m, ktoré predstavujú nepriepustnú vrstvu — rozhranie — medzi podložným a nadložným zvodneným horizontom. Íly majú veľmi nepravidelný reliéf. Ich povrch bol rozbrázdený jazernými riekami a potokmi, takže v nich vznikli hlboké ryhy, vyplnené sedimentmi nadložného horizontu. Pri východnom okraji ložiska na bani Mier a Lehota sú oderodované, takže na uhoľnom sloji ležia sarmatské, pliocénne, prípadne kvartérne štrky. Uhoľný sloj i íly sú poru-

šené tými istými potortónskymi zlomami ako podložný vodný horizont. Hlavné zlomy majú JJZ—SSV smer.

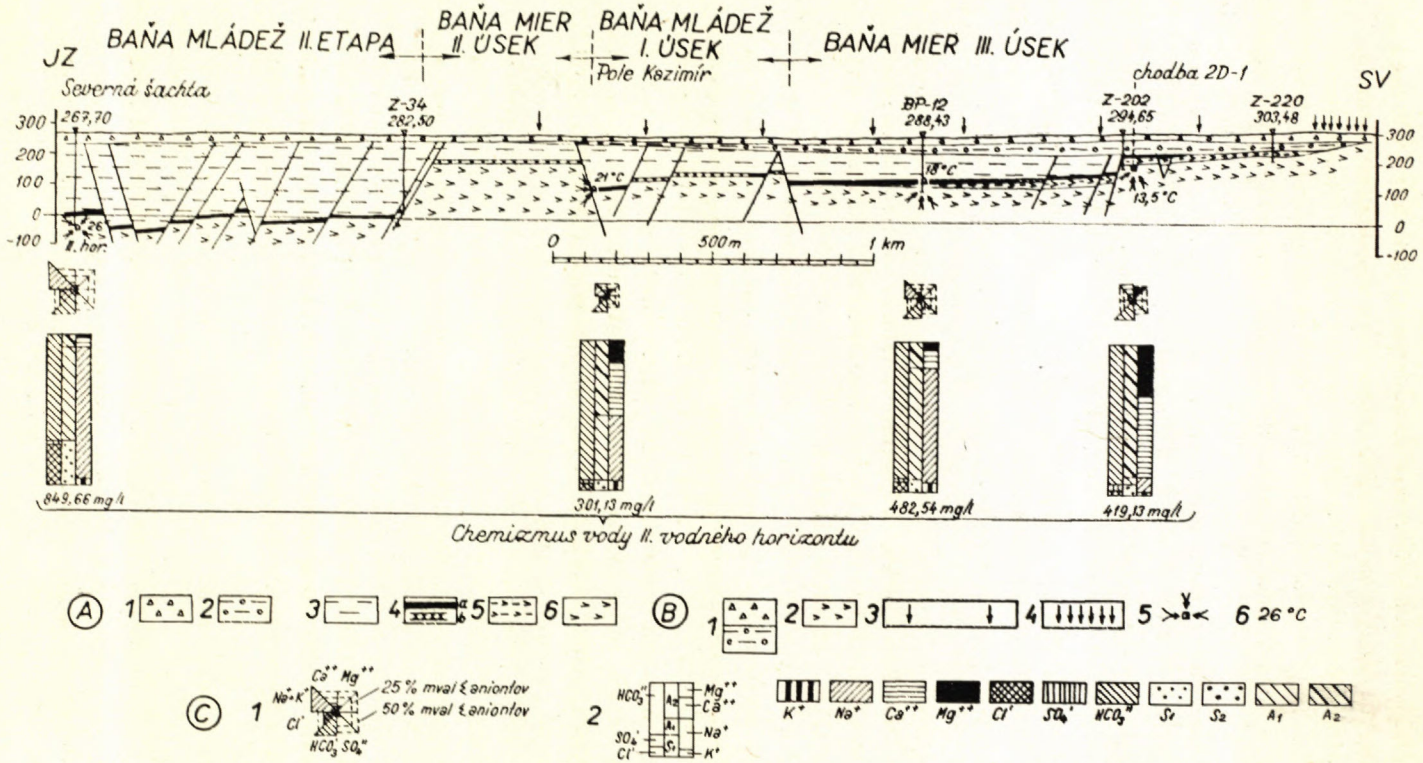
„Nadložný" horizont budujú 3 útvary. V oblasti bane Mier a Mládeže ide o jazerné pliocénne (miestami zbytky sarmatských štrkov) štrkozlepence, v oblasti bane Lehota o produkty sarmatského vulkanizmu. Priamo v ich nadloží sú kvartérne andezitové sutiny a štrkovitobalvanité náplavy potokov. Pliocénne štrkozlepence („lelovecká formácia") majú pestrý faciálny vývoj v horizontálnom i vertikálnom smere. Na niektorých miestach sú kompaktné, inde rozpadavé. Nachádzajú sa v nich nepravidelné polohy ílov, pieskov a pieskovcov. Sarmatské štrky sú tvorené prevažne mezozoickým a kryštalinickým materiálom; sú v nich vrstvy ílov a pieskov. Vulkanický sarmat tvoria tufity, tufitické pieskovce, andezitové brekcie a zlepence, s nepravidelne mocnými polohami tufitických ílov. Tieto sarmatské, pliocénne a kvartérne sedimenty majú pórovitú priepustnosť a vytvárajú jeden horizont — nádrž — podzemnej vody s voľnou hladinou, s viacerými podhorizontmi s napätou hladinou. Tento horizont je v území dnešných baní do 100 m, v ložisku do 300 m mocný. Priepustnosť sedimentov nadložného horizontu je tiež pomerne slabá, pohybuje sa od 10^{-5} do 10^{-7} m/sek. (Malatinský 1962).

Pri východnom okraji ložiska, kde sú vrchnotortónske íly oddenudované, ležia kvartérne andezitové sutiny a náplavy potokov priamo na podložnom horizonte. V týchto miestach sú potom *obidva horizonty spojené,* pričom podložný horizont je napájaný vodami nadložného horizontu, predstavujúceho najväčšiu nádrž podzemnej vody v Hornonitrianskej kotline. Vypĺňuje ju od Kľačna až po Zemianske Kostolany, má teda aj veľkú infiltračnú oblasť. Horizont je napájaný jednak zrážkami, jednak vodotečami. Tak napr. potok tečúci cez osadu Vlčie Kúty mal pri vtoku do tohto horizontu prietok 3,57 l/sek. a na vzdialenosť 1,1 km vsiaklo do neho 1,59 l/sek. (Franko 1962).

Chemizmus a teplota banských vôd

Chemizmus vôd podložného horizontu sa mení; tieto zmeny poznáme len v horizontálnom, nie však vertikálnom smere. V dôsledku porušenia poklesovou tektonikou je tento horizont od svojho východu pod kvartérnymi sedimentmi smerom k západu „zhadzovaný" do stále väčších hĺbok. Smerom do hĺbky sa mení aj teplota vôd, a tým aj ich chemizmus. Teplota vody banských prítokov sa pohybuje od 13,5 °C do 26 °C, geotermický stupeň je medzi 17 až 18,00 m. Charakter vôd sa mení z kalcium-magnézium-bikarbonátových na nátrium-bikarbonátový, niekde až nátrium-bikarbonátno-chloridový typ. Zatiaľ je nejasný pôvod chloridovej zložky. Keďže ide o sladkovodný sediment, je možné, že na tvorbe vôd tohto horizontu sa podieľajú aj slané vody podložného paleogénu. S hĺbkou tohto horizontu pohybuje sa a mení aj mineralizácia vody od 300 do 850 mg/l.

Chemizmus vôd nadložného horizontu je rôzny. Vody z pliocénnych štrkov sú



Obr. 1. Hydrogeologicko-hydrochemický rez. Geologické vysvetlivky: 1 — kvartér: hlina, andezitové štrky, 2 — panónske štrkozlepence s ílom, ílovitými polohami, tufity, pieskovce, 3—6 vrchný tortón: 3 — íly, vložky pieskovcov, tufitické íly (tzv. nadložné íly); 4 — a) uhoľný sloj, b) vyrúbaný uhoľný sloj; 5 — íly, miestami tufitické; 6 — tufity, tufitické pieskovce, andezitové brekcie a zlepence, tufitické íly (tzv. podložné tufity). Hydrogeologické vysvetlivky: 1 — vodný horizontný (nadložný), s voľnou hladinou, s viacerými podhorizontmi s napätou hladinou — pórovitá priepustnosť; 2 — druhý vodný horizont (podložný) — artézsky, s pórovito-puklinovou priepustnosťou; 3 — infiltračné územie prvého horizontu; 4 — infiltračné územie druhého horizontu; 5 — prítoky vôd do banských diel; 6 — teplota prítokov banskej vody. Hydrochemické vysvetlivky: 1 — Rónaiho graf upravený Jetelom (plocha trojuholníka odpovedá obsahu iónov v mvaloch; 1 mval = 4 mm); 2 — Parmel-Rogersov graf.

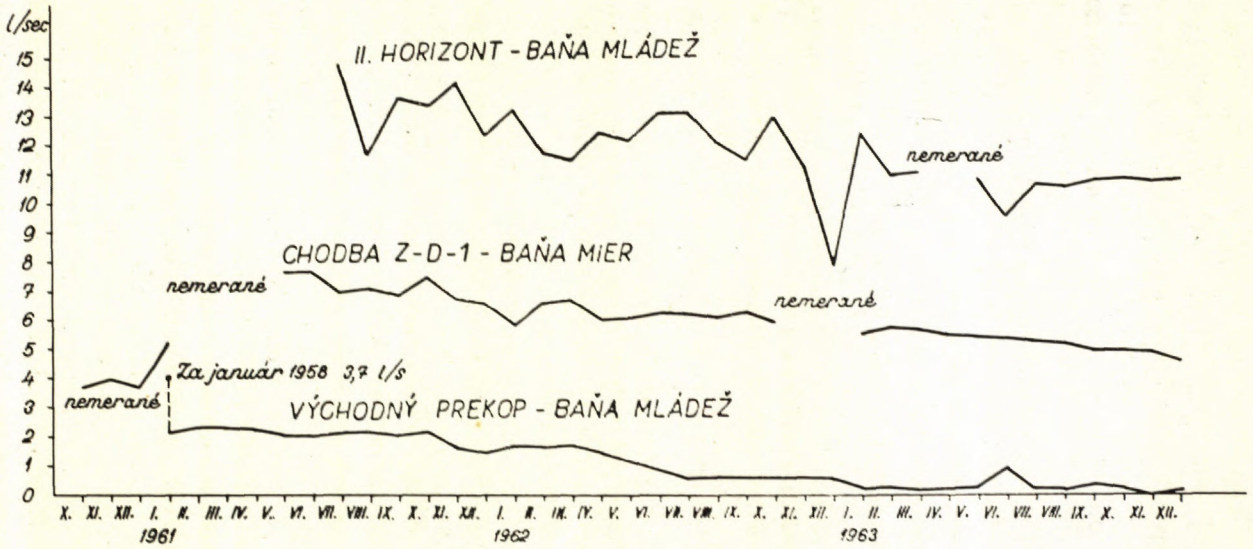
kalcium-magnézium-bikarbonátového typu, o celkovej mineralizácii 300—400 mg/l a teplote od 8° do 13 °C. Vody, pochádzajúce z hornín vulkanického sarmatu, sú nátrium-kalcium-magnézium-bikarbonátového typu o celkovej mineralizácii zhruba od 400 do 800 mg/l a teplote okolo 17 °C. Tzv. „vody zmiešané" sa vyznačujú zvýšeným až vysokým obsahom SO_4. Sú to buď vody nadložné alebo podložné, hromadiace sa v starinách (takže možno hovoriť o „starinových vodách"); vzájomne sa miešajú, prípadne pretekajú cez uhlie. Množstvo síranov sa pohybuje zhruba od 50 mg/l do 2400 mg/l. Nadložné vody sa takto menia na kalcium-magnézium-bikarbonátno-sulfátové až sulfátno-bikarbonátové a nátrium-kalcium-magnézium-bikarbonátno-sulfátové až sulfátno-bikarbonátové. Podložné vody sa menia na nátrium (menej často nátrium-kalcium)-sulfátno-bikarbonátové.

Charakter prítokov banských vôd a ich režim

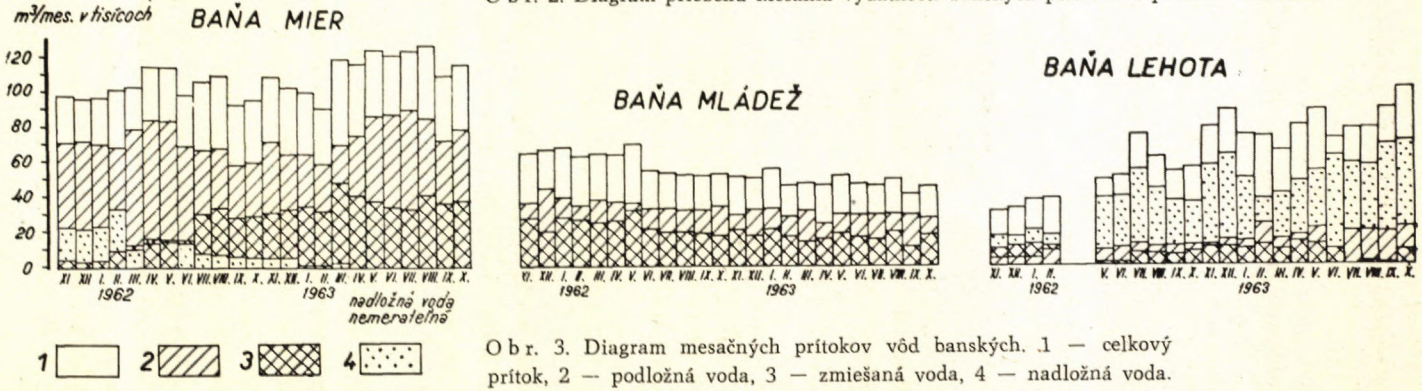
Z „podložného" horizontu sú prítoky v hlbších častiach ložiska na bani Lehota, Mier a skoro výhradne na bani Mládeže. Charakter a veľkosť prítokov je ovplyvňovaný hlavne priepustnosťou sedimentov, menej ich tektonickým porušením. Prítoky majú dvojaký charakter — plošný a bodový.

Plošné prítoky z priepustných „tufitov" majú výdatnosť nepatrnú až 15 l/sek. Výdatné plošné prítoky boli na tzv. hlavných prekopoch, razených v hĺbkach do 30 až 78 m pod uhoľným slojom. Najnovšie zistené výdatné prítoky boli na bani Mier v chodbe 2D-1 (max. 7,7 l/sek.) a na II. horizonte bane Mládeže (max. 15 l/sek.), prepočítané na bežný meter a na m^2 plášťa chodby z 2 D-1 to činí 0,212 l/sek./m a 0,023 l/sek./m, z II. horizontu bane Mládeže 0,075 l/sek./m a 0,009 l/sek./m. V oboch týchto prípadoch (i ďalších nedokumentovaných spred r. 1961 spomínané hlavné prekopy) možno hovoriť aj o sústredených plošných prítokoch. V týchto banských dielach doslova „prší", prítoky sú po celom obvode chodby, z celej jej plochy. Pochádzajú z úsekov, kde sú sedimenty podložného horizontu relatívne dobre priepustné. Na druhej strane, napr. pri súčasnom razení južného prekopu na I. horizonte bane Mládeže miestami nie sú žiadne prítoky.

Bodové (sústredené) prítoky — (prievaly) sú z tektonických porúch i z plochy. Z poruchy nastal prieval na južnom prekope bane Mládeže (I. horizont) v januári 1954 o výdatnosti cca 10 l/sek. a teplote vody 25 °C. Porucha má smer 165°, sklon 52° k SZ a výšku skoku 27 m. Na bani Mier v poli Kazimír bol prieval v novembri 1962 o výdatnosti 6 l/sek. a teplote 19,5 °C. Železná výstuž chodby bola prievalom deformovaná. K prievalu došlo z boku chodby cez uhlie, keď sa chodba priblížila k poruche na vzdialenosť 3,5 m. Porucha má smer 324°, sklon 62° k JZ a výšku skoku 73 m. Chodba je razená v smere poruchy, na ktorej sa stýka uhoľný sloj s podložnými tufitmi. Podzemnými banskými vrtmi asi 10 m späť od prievalu sa zistilo, že porucha má veľmi nepravidelný zvlnený priebeh nielen v smere, ale aj v sklone. Z vrtov nenastal žiaden prítok.



Obr. 2. Diagram priebehu klesania výdatnosti banských prítokov z podlož. horizontu.



Obr. 3. Diagram mesačných prítokov vôd banských. 1 — celkový prítok, 2 — podložná voda, 3 — zmiešaná voda, 4 — nadložná voda.

Posledný prieval bol v auguste 1963 na bani Mier v III. úseku pri ťažbe uhlia na stene č. 2303 *c* o počiatočnej výdatnosti cca 5 l/sek. o teplote 19,5 °C. Prieval nastal z počvy steny pod silným tlakom. Voda striekala v 10—15 min. intervaloch až do výšky 1 m, pričom vynášala piesčitý materiál z podložných tufitov. U tohoto prievalu je zaujímavé, že najbližšia porucha je vo vzdialenosti 20 m. Prieval nastal z hornín so zvýšenou priepustnosťou, ktoré môžu byť naviac porušené zlomami, prebiehajúcimi v blízkosti.

Sledovanie prítokov ukázalo, že tieto postupne slabnú až úplne zaniknú. Tak prieval na južnom prekope bane Mládeže mal v januári 1954 na začiatku výdatnosť cca 10 l/sek., koncom augusta 8,3 l/sek., v júli 1958 už len 0,075 l/sek. a v auguste 1959 úplne zanikol (Račický — Fides 1960). Na bani Mládeže z východného prekopu bol v januári 1958 odtok 3,7 l/sek., v októbri 1963 už len 0,3 l/sek. Na bani Mier z vrtu BP-12 bol v januári 1961 prítok 2,2 l/sek., v októbri 1963 už len 0,9 l/sek. Na bani Mier v poli Kazimír z vrtu v úpadnici Daniš bol v júni—auguste 1961 prítok 0,87 l/sek., v októbri 1963 už len 0,48 l/sek. Prieval na bani Mier v poli Kazimír mal v novembri 1962 počiatočnú výdatnosť 6 l/sek, v januári 1963 už len 3,7 l/sek a v auguste 1963 len 2,9 l/sek.; v III. úseku na stene č. 2303 c mal v augste 1963 počiatočnú výdatnosť cca 5 l/sek., po troch dňoch už len 2,37 l/sek. Priebeh klesania výdatnosti je na obr. 2.

Z tohto vyplýva, že postupom času dochádza k osušeniu banských diel razených v tufitoch. Tak napr. celkom osušený je južný prekop na bani Mládeže a úsek medzi ním a chodbou č. 184. Postupne sa osušujú aj ďalšie úseky a diela, napr. hlavné prekopy.

Dobre to vidieť na príklade bane Mládeže, kde prakticky všetka banská voda pochádza z podložia. Mesačné i ročné prítoky sa stále zmenšujú. Tak od r. 1959, kedy dosiahli maxima, do októbra 1963 poklesli z 1,166832 m^3 na 485913 m^3. Koeficient zvodnenia na tonu vyťaženého uhlia (m^3 vody/t uhlia) klesol od r. 1956 z 45,8 do októbra 1963 na 1,15. Koeficient zvodnenia na plochu (l/sek. vody/km^2) klesol od r. 1960 z 13,46 do októbra 1963 na 7,01..

Teplota a chemizmus vody banských prítokov z podložného horizontu sa prakticky nemení, totiž nedochádza k zmene typu vody.

*

Z uvedenej charakteristiky prítokov a ich režimu možno vyvodiť, že:

1. priepustnosť „tufitov" sa z miesta na miesto mení;

2. zvýšená priepustnosť je na poruchách v dôsledku väčšieho podrvenia a rozpukania sedimentov;

3. poruchy sú priepustné. Zatiaľ sa nezistila žiadna zákonitosť v tom zmysle, aby sa mohlo povedať, ktoré poruchy (akého smeru, sklonu a výšky skoku) sú priepustné a ktoré nie, resp. ktoré časti porúch vodu vedú a ktoré nie; vzhľadom na pestrý faciálny vývoj (v horizontálnom i vertikálnom smere) podložných „tufitov", sotva sa aj dá zistiť. Je známe, že voda neprúdi po celej ploche porúch, ale len v určitých úsekoch určitými priepustnejšími cestami. Treba dodať, že počas ťažby boli prefárané početné menšie poruchy, z ktorých prítoky sa nezistili;

4. prítoky do baní sú jednak plošné, jednak bodové — prievaly. Bodové nastávajú zväčša z porúch, nie sú však vylúčené ani z plochy, hlavne ak sú „tufity" viac priepustné.

5. Prítoky z tohto horizontu majú spočiatku veľkú výdatnosť, ktorá sa postupne

zmenšuje až prítok zanikne. Možno to prirovnať k čiare priebehu čerpacieho pokusu uskutočneného z horizontu bez doplňania, resp. so slabým doplňovaním.

6. Keďže výdatnosť prítokov klesá a teplota a chemizmus vody sa prakticky nemení, možno usúdiť, že ide o statické zásoby podzemnej vody v tomto horizonte, bez podstatnejšieho doplňania sledovateľného v priebehu viacerých rokov (pozri tiež R a č i c k ý — F i d e s 1960).

Z „nadložného" horizontu sú prítoky do baní v okrajových častiach bane Mier a Lehota pri východnom okraji ložiska. Prítoky z tohto horizontu nastávajú: 1. keď sú banské diela razené priamo v tomto horizonte, napr. úpadnice; 2. keď nadložné íly sú oderodované a na uholnom sloji ležia priamo jeho sedimenty, alebo mocnosť nadložných ílov je malá. V takom prípade prítoky nastávajú po zálomových trhlinách, ktorými sa nadložné íly porušia.

Prítoky majú dvojaký charakter — plošný a bodový. *Plošné (rozptýlené)* prítoky majú nepatrnú výdatnosť, vo vyrúbaných priestoroch sa však sústreďujú a dosahujú napr. z lehotského revíru na bani Lehota až 8 l/sek. Výdatnosť prítokov kolíše v závislosti od zrážok, kým teplota vody v plytších — okrajových dielach závisí od teploty vzduchu.

Prítoky bodové, sústredené — prievaly sú známe na bani Mier, ojedinele aj na bani Lehota. Keďže obyčajne k prievalu vody dochádza náhle, sú takéto prievaly veľmi nebezpečné. Ich priebeh je intenzívny a krátky, počiatočná výdatnosť až cez 20 l/sek. Za krátko klesá a potom odteká len toľko vody, koľko je schopný prepustiť nadložný zvodnený materiál. Charakter prievalov z nadložia, ich priebeh a príčiny ich vzniku študuje inž. J. Fides z Výskumného vývojového strediska pre hnedé uhlie v Prievidzi.

Napokon treba dodať, že celkové prítoky vôd z nadložného horizontu, na okrajových závodoch (baňa Mier a Lehota) stúpajú. Tak na bani Lehota, kde prakticky všetky vody pochádzajú z nadložia, od r. 1958 stúpli do októbra 1963 z 442 476 m^3 na 791 574 m^3.

Koeficient zvodnenia na bani Lehota na tonu od r. 1958 do októbra 1963 kolíše v rozmedzí od 2,18 do 0,93, koeficient zvodnenia na plochu stúpol z 8,41 v r. 1960, resp. 4,63 v r. 1961 na 12,53 do októbra 1963. Aj na bani Mier prítoky nadložných vôd stúpajú; tieto však vyrovnávajú pokles prítoku podložných vôd, takže celkové prítoky sa zhruba nemenia. Od r. 1956 do októbra 1963 sa pohybovali od 1 242 170 m^3 do 2 153 927 m^3 ročne.

Pre výpočet koeficientu zvodnenia na plochu bol zobratý stav rozfáranej plochy jednotlivých závodov z r. 1960. Okontúrovanie neprebieha po obvode jednotlivých diel, ktoré vybiehajú z vlastných ťažobných úsekov, ale zhruba po ich okrajoch. Tým ovšem dostávame väčšiu plochu, ako je v skutočnosti rozfáraná. S touto plochou sme počítali aj pre nasledujúce roky, lebo sa prakticky nezväčšila. Pre výpočet skutočnej rozfáranej plochy za jednotlivé roky nie sú podklady. Zvodnenia jednotlivých závodov podávajú nasledovné tabuľky:

Koficient zvodnenia na tonu vyťaženého uhlia (m^3 vody/t uhlia)			
Rok:	Baňa Mládež	Baňa Mier	Baňa Lehota
1956	45,88	2,47	—
1957	14,26	2,75	—
1958	4,14	3,12	2,18
1959	5,29	—	3,17
1960	3,55	1,87	2,23
1961	2,38	2,52	0,93
1962	1,54	1,39	1,27
1963 (do 31. X.)	1,15	1,52	1,87

Rok	Koeficient zvodnenia na plochu (1/sek./km^2)		
	Baňa Mládež	Baňa Mier	Baňa Lehota
1956	—	—	—
1957	—	—	—
1958	—	—	—
1959	—	—	—
1960	13,46	17,75	8,41
1661	11,55	23,73	4,63
1962	8,42	13,69	9,21
1963 (do 31.X.)	7,01	15,08	12,53

Najmenej zvodnená je nateraz baňa Mládeže, kde sú prítoky prakticky len z podložia; baňa Mier a Lehota sú zhruba rovnako zvodnené.

Metodika prevedeného základného hydrogeologického banského mapovania

Prefárali sme všetky prístupné banské diela a do banských máp 1:2000 sa zakreslili:

1. *typy hornín,* v ktorých boli razené banské diela a tektonické poruchy. Typy hornín sa označili širšími farebnými čiarami z vonkajšej strany diel. Boli rozlišované: a) banské diela razené v podložnom zvodnenom horizonte; b) banské diela razené v uhoľnom sloji; c) banské diela razené v nadložných íloch; d) banské diela razené v nadložnom zvodnenom horizonte.
2. *Prítoky vôd* označili sa bodovými fareb. značkami z vnútornej strany diel. Odlíšili sme rozptýlené presakovanie vody zo stropu, z počvy, sústredené prítoky a prievaly, osobitne z podložného vodného horizontu a osobitne z nadložného. U prítokov bola meraná teplota, výdatnosť a zisťovaný chemizmus.
3. *Odvodňové hospodárstvo* označilo sa lineárnymi fareb. značkami z vnútornej

strany diel; odlišujeme voľný tok chodbou, drenážnym kanálom, potrubím, zberné žumpy a zatopené diela.

4. *Povrchové toky a jazerá,* ktoré vznikli poddolovaním; jazerá sa vyznačili plošnými farebnými značkami, toky lineárnymi.

Na základe týchto prác boli osobitnou šrafúrou vyčlenené:

a) oblasti so sústredenými prítokmi vôd z podložného horizontu plnými čiarami; b) oblasti s rozptýlenými prítokmi vôd z podložného horizontu čiarkovane; c) oblasti so sústredenými prítokmi vôd z nadložného horizontu plnými čiarami; d) oblasti s rozptýlenými prítokmi vôd z nadložného horizontu čiarkovane; e) oblasti s prítokmi zmiešaných (starinových) vôd kombinovane plnými čiarami; f) oblasti suché — čisté plochy.

Z nahromadeného faktického materiálu bola zostavená: a) mapa dokumentárneho materiálu; b) hydrogeologická mapa; c) hydrochemická mapa.

Záverom ďakujeme Š. Fabovi, J. Dobisovi. M. Liptákovi a J. Prievitzerovi, geológom Novackých baní za pomoc pri našich výskumných prácach a za poskytnutie potrebných podkladov a informácií.

LITERATÚRA

[1] Bartek V., 1960: Výpočet zásob (stav k 1. 7. 1960), novácke uhoľné ložisko. Rukopis; Archív, GP, Žilina. — [2] Bartek V., 1963: Výpočet zásob, II. etapa Bane Mládeže. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [3] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53. Bratislava. — [4] Franko O., 1962: Základný hydrogeologický výskum Novackej uhoľnej panvy vo vzťahu k bojnickým termám. Zpráva za rok 1961. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Franko O., 1963: Dôvodová zpráva pre zmenu „Dočasných ochranných pásiem bojnických liečivých termálnych vôd" — uvoľnenie uhoľnej substancie pre závod „II. etapa Bane Mládeže" (k 30. XI. 1963). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Gašparík J., 1959: Zpráva o geologickom mapovaní medzi Košom, Zemianskymi Kostolanmi a Podhradím. Geologické práce, Zošit 53. Bratislava. — [7] Malatinský K., 1962: Prvé poznatky z hydrogeologického prieskumu na novackom uhoľnom ložisku. Geologický průzkum 7/1962, Praha. — [8] Malatinský K., 1963: Výpočet zásob II. etapa Bane Mládeže. Hydrogeologická charakteristika. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [9] Račický M. — Fides J., 1960: Výpočet zásob (stav k 1. 7. 1960) novácke uhoľné ložisko. Hydrogeologická charakteristika ložiska. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [10] Slávik J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [11] Slávik J., 1963: Geologické pomery druhej fázy neogénneho vulkanizmu sev. časti Vtáčnika (nadložný vulkanizmus). Geologické práce, Zprávy 29, Bratislava.

ONDREJ FRANKO—LADISLAV ŠKVARKA

GRUNDWÄSSER IM KOHLENBECKEN VON NOVÁKY

Im Kessel von Horná Nitra bei Nováky liegt eine Braunkohlenlagerstätte obertortonischen Alters. Kohlenflöz ist etwa 10 m stark. In die Bergbauwerke fliesst Grundwasser aus dem hangenden und liegenden wasserführenden Horizont, welches den Kohlenabbau stören, bzw. erschweren kann. Aus diesem Grunde wurde in der Lagerstätte die hydrogeologische Untersuchung durchgeführt, deren Ergebnisse im Weiteren veröffentlicht sind.

Der liegende Horizont (in Beziehung zum Kohlenflöz) ist aus obertortonischen sog. liegenden Tuffiten gebaut, die sowohl wasserdurchlässig, wie auch wasserstauend sind. Die durchschnittliche Durchlässigkeit beträgt etwa 10^{-5} bis 10^{-9} m/sec. (Malatinský 1963), Wasserwärme schwankt zwischen 13,5 und 26 °C. Chemischer Charakter der Wässer ändert sich dem Fallen des Horizontes zu vom Kalcium-Magnesium-Bicarbonat-Typus zum Natrium-Bicarbonat-, vereinzelt auch Natrium-Bicarbonat-Chlorid-Typus. Gleichzeitig steigt in dieser Richtung auch die Mineralisation des Wassers (von etwa 300 bis auf 850 mg/L.).

Aus den Untersuchungen geht hervor, dass es sich da um sog. „statische" Grundwasservorräte handelt, die mit Rücksicht auf schwache Durchlässigkeit der Tuffite nur unbedeutend durch dynamische Wässer ergänzt werden.

Der hangende Horizont ist aus dreierlei Gebilden gebaut. Im Raume des Bergwerkes Mier (Frieden) und Mládeže (Jugend) sind es pliozäne Kieskonglomerate (örtlich mit Überresten der sarmatischen Kiese), bei Lehota sind es Produkte des sarmatischen Vulkanismus (Tuffite, Brekzien mit Tonmergellagen). Auf diesen lagern dann quartäre Andesitaufschüttungen und blockschottrige Flussanschwemmungen. Alle diese Komplexe bilden einen gemeinsamen Horizont (Behälter) mit fliessendem Wasser (örtlich auch mit gespanntem Wasser). Seine Mächtigkeit beträgt etwa 100 bis 300 m. Die Durchlässigkeit der Gesteine beträgt nur etwa 10^{-5} bis 10^{-7} m/sec. Der Wasserzufluss kann auf ganzer Fläche, oder konzentriert aus einem Punkt erfolgen. Die plötzlichen konzentrierten Zuflüsse können auch schwere Folgen haben, da sie flutartig erfolgen (bis bu 20 L/sec.).

Wässer aus den sarmatischen Kiesen und pliozänen Kieskonglomeraten sind Kalcium-Magnesium-Bicarbonat-Types und ihre Mineralisation beträgt etwa 300—400 mg/L, Temepratur 8 bis 13 °C. Wässer aus dem vulkanischen Sarmat sind Natrium-Kalcium-Magnesium-Bicarbonat-Types mit Mineralisation von etwa 400 bis 800 mg/L und Temperatur um 17 °C.

Neben den Wässern aus dem hangenden und liegenden Horizont trifft man im Kohlenbergwerk von Nováky auch sog. *„gemischte" Wässer* mit erhöhtem (manchmal auch beträchtlich) SO_4'' Gehalt (zwischen 50 und 2400 mg/L). Sie stammen aus den hangenden oder liegenden Horizonten und sammeln sich in alten, verlassenen Bergbauwerken, wo sie gemischt werden und flissen dann auch durch Kohle in die Stollen.

TOMÁŠ REPKA

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY MAGNEZITOVÉHO LOŽISKA KOŠICE

Stručná geologická charakteristika územia

Magnezitové ložisko Košice leží pri SZ okraji Košíc. Predstavuje východné ukončenie severného pruhu karbónu na povrchu, ktorý sa tu ponára pod súvrstvia neogénu. Geologickými pomerami ložiska a východného ukončenia severného pruhu karbónu sa zaoberal v novšej dobe najmä Ťapák (1955—1957) a Korpeľ (1963), hydrogeologickým prieskumom Dobiáš, Klír (1955), Hercog (1957, 1959) a Repka (1963).

Vlastné ložisko leží v karbóne severogemeridnej synklinály. Petrograficky boli v ložiskovom území vyčlenené tieto horniny (Korpeľ 1963): 1. *sedimentárne*, zastúpené od pelitov až po horniny brekciovitého charakteru a karbonátové horniny: grafitické, sericitické, chloritické a dolomiticko-vápenaté fylity, pieskovce, brekcie a celá škála karbonátov od vápencov cez dolomitické vápence, dolomity až k magnezitom; 2. *efuzívne*, zastúpené diabázovými tufmi, menej diabázmi. V komplexe sedimentárnych hornín sa jednotlivé frakcie nepravidelne striedajú, pričom značnú prevahu majú fylity. Karbonátové polohy (ložisko) tvoria nepravidelné šošovky. V nadloží i podloží ložiska sú polohy diabázových tufov a diabázov. Južnú časť komplexu pokrýva vyše 400 m mocné súvrstvie *neogénu* tvorené zlepencami, ílmi, tufitickými ílmi, tufitickými pieskovcami a navrchu horninami košickej štrkovej formácie. Smer karbónskeho súvrstvia je SZ—JV s úklonom 40 až 60° k JZ.

Vlastná *tektonická stavba* ložiska nie je zatiaľ plne objasnená. Celkove možno tektonické poruchy na ložisku rozdeliť na predrudné a porudné. Predrudná tektonika patrí hercýnskemu orogénu a je vyhojená karbonátmi. K porudnej patria poruchy, vzniklé v alpskom orogéne. Na týchto sa vytvorili žilky kremeňa s prímesou sulfidov. Najmladšie poruchy postihujú i spodné partie neogénu (S—J smeru), neboli vyhojené a z hydrogeologického hľadiska sú najdôležitejšie. Sú doprevádzané širokými pásmami puklín, hlavne v karbonátových polohách, ktoré sú takmer v celom rozsahu porušené.

Jednotlivé tektonické poruchy zatiaľ neboli presnejšie vymedzené. Stane sa tak až pri ďalšom banskom prieskume, v rámci ktorého sa bude podrobnejšie skúmať i otázka posunov jednotlivých šošoviek magnezitu, dôležitá z hľadiska exploatácie ložiska. Z pomerne hustej vrtnej siete sa javí, že tektonika na ložisku viedla iba k zanedbateľným posunom a že hlavný význam má práve pre hydrogeologické pomery.

Hydrogeologické pomery ložiska

V bezprostrednom okolí ložiska vystupuje nad sebou niekoľko zvodnených horizontov. Podľa litologického zloženia ide o t r i základné t y p y (od povrchu — viď obr. 1):

K *prvému* patria *neogénne ryolitové tufity a pieskovce*, viac alebo menej spevnené, a kvartérne uloženiny. Ryolitové tufity a pieskovce tvoria v neogénnych íloch nepravidelné vložky a sú s nimi spojené pozvoľnými prechodmi cez tufitické íly, obyčajne slabo priepustné a zvodnené. Ich koeficient filtrácie sa pohybuje od 0,02—0,58 m/deň. Predstavujú najvrchnejší zvodnený horizont, ktorý zasahuje až do kvartéru, ležiaceho miestami v nadloží neogénu v podobe pieskov, alebo karbónu v podobe priepustných sutín. Na miestach, kde bol priepustný neogén (kvartér) narezaný eróziou, vystupuje hladina podzemnej vody na povrch v podobe erozívnych alebo sutinových prameňov. Erozívne pramene (KBP — 3, 4, 20, 26) vystupujú na svahoch, alebo na dne údolí v mieste, kde bol eróziou narezaný styk nadložnej-priepustnej a podložnej-nepriepustnej vrstvy; majú pomerne stálu výdatnosť, ich teplota kolíše v závislosti na hĺbke obehu. Sutinové pramene (KBP — 5, 8, 15) vystupujú na miestach, kde je údolie hlbšie zarezané do sutín. Ich výdatnosť značne kolíše; maximálna výdatnosť v období topenia snehu bola až 20 × väčšia ako priemerná počas roku.

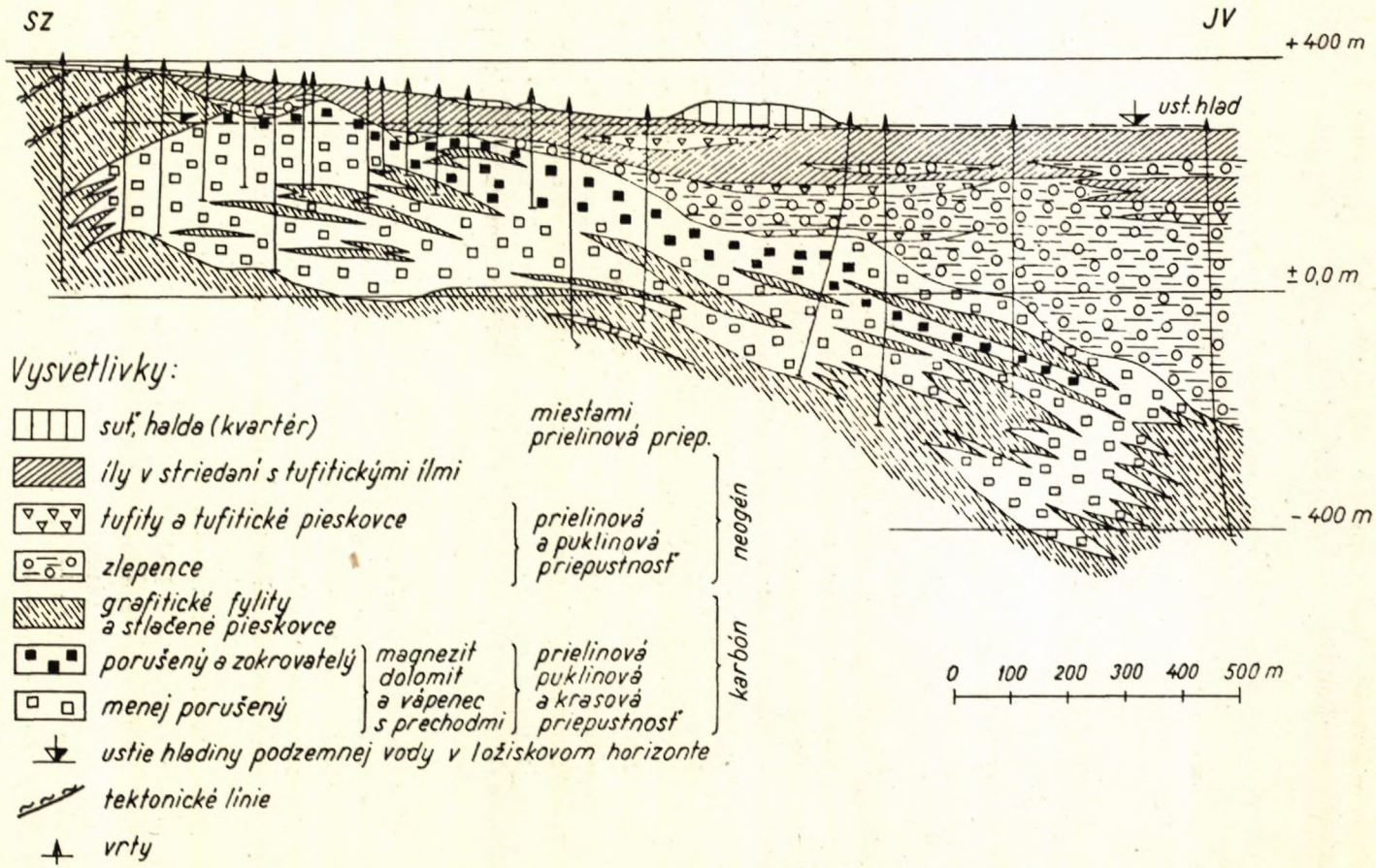
Podzemná voda v tomto horizonte má voľnú hladinu, ojedinele, kde sa horizont rozčleňuje, nadobúda artézsky ráz.

K *druhému horizontu*, ktorý je súvislejší než prvý môžeme zaradiť *neogénne zlepence*. Valúny v spodných polohách pochádzajú prevažne z karbónskeho podložia; sú málo opracované, značných rozmerov (priemer 15—20 cm, max. 150 cm). Vo vrchných polohách majú rôznorodejšie zloženie. Petrograficky sa skladajú hlavne z chloriticko-grafitických bridlíc, pieskovcov, kremencov, zlepencov a karbonátových hornín. Sú podstatne lepšie opracované a majú menšie rozmery. Zlepence sú tmelené ílovito-vápnitým a tufitickým tmelom, s prímesou piesčitého materiálu. Miestami, hlavne v nižších polohách, sú porušené. Koeficient filtrácie mal nižšie hodnoty ako u horizontu tufitického (K = 0,003—0,04 m/deň). Nižšie polohy sú viac priepustné. Hladina podzemnej vody je sčasti voľná; v miestach, kde vystupujú v nadloží nepriepustné, alebo menej priepustné sedimenty, je napätá.

Tretí, najpriepustnejší horizont predstavujú *karbonátové polohy* v podloží predošlých horizontov. Miestami sú od nich oddelené ešte polohami fylitov. Petrograficky ide o magnezity, vápence, dolomity, dolomagnezity a dolomitické vápence, tektonicky značne porušené a hlavne vo vrchných polohách skrasovatené. Jednotlivé typy karbonátov sa v tenkých šošovkách nepravidelne striedajú. Medzi karbonátmi vystupujú ešte šošovky grafitických bridlíc. Krasové dutiny sa vyskytujú len lokálne, sú pomerne malé a sčasti vyplnené okrami. Okrová výplň sa skladá z hlinito-piesčitého materiálu a zo senkundárneho limonitu. Podľa prevládania jednotlivých zložiek sa mení i priepustnosť výplne. Po preplavení je z okru vynesený jemnejší materiál a výplň sa stáva priepustnejšou. Väčšie prívaly vôd môžu spôsobiť úplné vyplavenie a stekutenie okrov (K l í r 1961).

Všetky karbonátové polohy sa neprejavujú hydrogeologicky rovnako aktívne. Vrchné partie (cca po úroveň 280—290 m n. m.) sú takmer úplne suché v celej oblasti ložiska. Prípadné prítoky boli malé a pochádzali z infiltrovanej vody z povrchu. Partie pod spomínanou úrovňou, pokiaľ sú priepustné, musíme považovať v celom rozsahu za zvodnené. Celá oblasť ložiska je intenzívne porušená. Okolie porúch je doprevádzané širokými pásmami puklín. Po niektorých pásmach vo vrchnejších partiách došlo k skrasovateniu a k zokrovateniu. Tieto široké poruchové pásma sa navzájom prelínajú a podporujú hydraulické spojenie jednotlivých zvodnených línií. Otvorené poruchové pásma sú intenzívne zvodnené a majú miestami veľkú priepustnosť. V miestach so sprievodným skrasovatením má priepustnosť krasový ráz. Smerom od línie sa priepustnosť zmenšuje až natoľko, že neporušené polohy sú úplne nepriepustné. Na základe doterajších prieskumných prác predpokladáme, že všetky poruchové zvodnené línie tvoria súvislú sieť s možnosťou výskytu samostatných zvodnených pásiem, resp. pásiem oddelených polohami s veľmi malou priepustnosťou. Skoro všetky podzemné vody ložiska majú artézsky charakter. V miestach, kde ložisko vystupuje na povrch, alebo je s povrchom spojené otvorenými cestami, je hladina podzemnej vody voľná; pod neogénom, kde ložisko klesá do hĺbky (JZ časť ložiska), vystupuje až 4 m nad terén. Výška hladiny podzemnej vody sa v celej západnej časti ustaľuje na kóte 286 až 298 m n. m. (viď obr. 1).

V priebehu prieskumných prác došlo na vrtoch KB-17, B-146, B-115, B-106 a B-96 k pretoku artézskej vody na povrch, a to tak, že vždy navŕtaním horizontu nižšie položeným vrtom prestal pretok na predchádzajúcom vyššom vrte. Nakoniec pretok na najnižšie položených vrtoch B-115 a KB-17 trvá podnes. Výdatnosť týchto pretokov je od r. 1955 pomerne stála (na vrte KB-17 až 300 l/min., na vrte B-115 cca 180 l/min.). Podľa H e r c o g a (1957) došlo tu k narazeniu samostatnej poruchovej línie; usudzuje tak hlavne preto, že všetky vrty, na ktorých došlo k pretoku, boli sústredené na malom priestore. Na základe toho sa predpokladalo, že existujú na ložisku samostatné zvodnené poruchy so samostatným režimom. Novšie práce potvrdzujú prítomnosť poruchových línií; na ich



* Ustálená hladina . . .

Obr. 1. Pozdĺžny hydrogeologický rez ložiskom Košice

základe sa dá dokresliť obraz o ložisku v tom zmysle, že všetky zvodnené polohy v ložisku tvoria súvislú sieť.

K tomuto záveru nás viedli tieto skutočnosti: v celej západnej časti ložiska sa hladina podzemnej vody ustaľovala približne na úrovni výtlaku artézskych vrtov (286—296 m n. m.); takmer vo všetkých vrtoch vytýčených vo vyššie položených miestach a prechádzajúcich porušenými polohami karbonátov (i neog. zlepencami na vrte KB-40) dochádzalo k úplnej strate výplachu. Na druhej strane na niektorých vrtoch vytýčených nižšie došlo k výveru vody na povrch. Tento zjav je zrejme spôsobený značnou priepustnosťou a spojením poruchových pásiem (K a m e n s k i j 1957). Skutočnosť, že výdatnosť je i po niekoľkoročnom vývere stála a pomerne veľká, svedčí o tom, že podzemná nádrž je rozsiahlejšia. Potvrdzuje to i chemické zloženie podzemných vôd.

Hydrogeologický vrt KB-89 situovaný 410 m od vrtu B-115 narazil tiež na silne zvodnené pásmo, overené čerpacím pokusom. Pri čerpacom pokuse na vrte KB-89 bol pozorovaný vplyv čerpania na vrty B-115 na osadenej pozorovacej trubke nad terén a KB-17 priebežným meraním výdatnosti. Pri znížení hladiny na vrte KB-89 o 2,9 m klesla hladina na vrte B-115 o 1,9 m a súčasne klesla aj výdatnosť vrtu KB-17 z 5 l/sek. na 3 l/sek. (viď obr. 2).

Spojenie najvrchnejšieho horizontu s podložným (neogénne zlepence) je sťažené malou priepustnosťou obidvoch horizontov. Cesty spojenia dvoch vrchných horizontov sú značne obmedzené na priamy styk priepustných polôh a cirkulácia vody v nich prebieha len veľmi pomaly. Neogénny zlepencový a karbonátový horizont je spojený voľnejšími cestami. I keď sú zlepence v horných polohách pomerne málo priepustné, v dolných polohách sú často porušené a stýkajú sa priamo s karbonátmi. V týchto miestach môže podzemná voda lepšie prenikať z jedného horizontu do druhého. Dôsledkom hydraulického spojenia všetkých horizontov v oblasti ložiska budú výdatné a pomerne stále prítoky do priestorov ložiska pri jeho odvodňovaní.

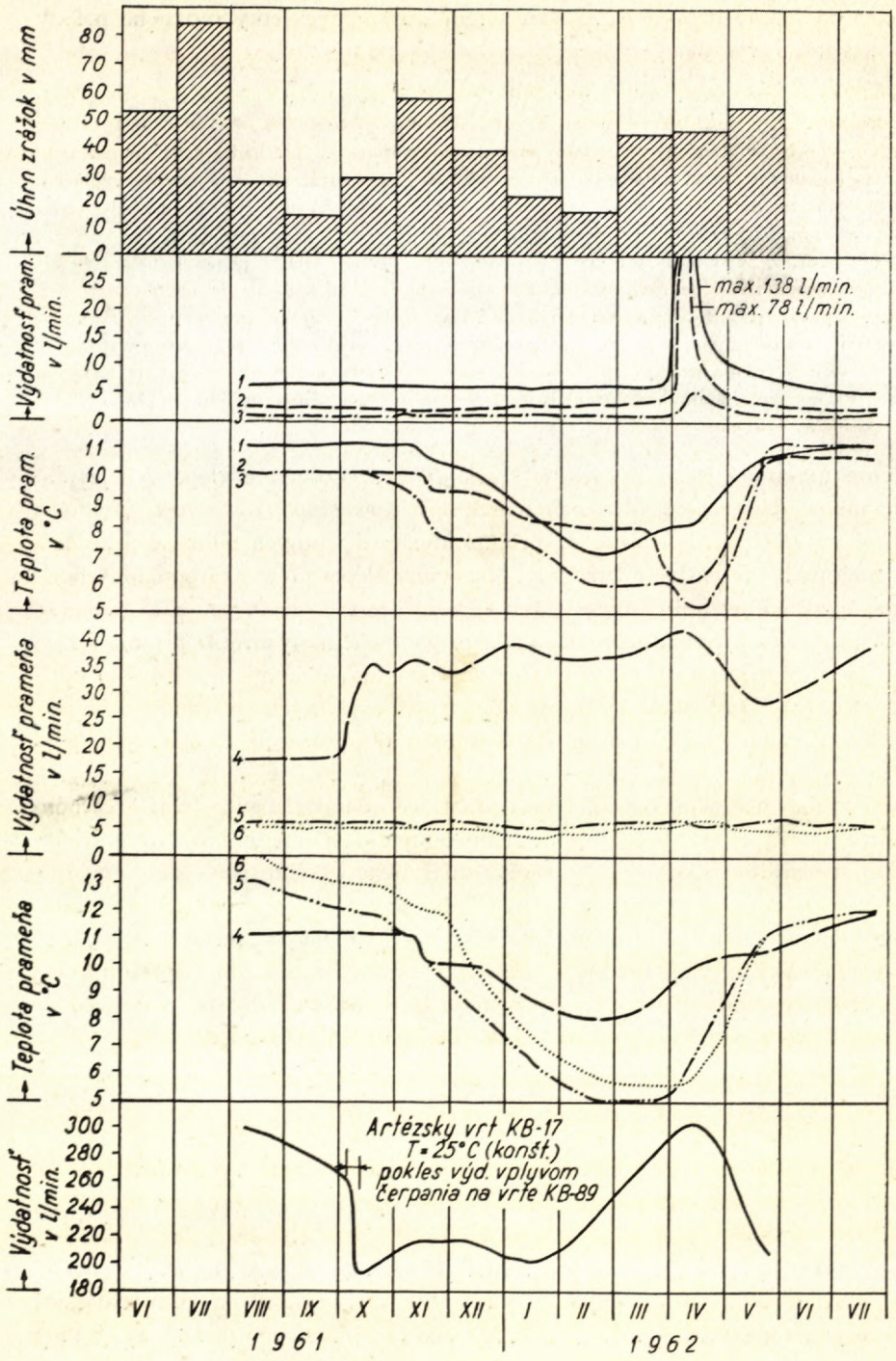
Bezprostredné nadložie ložiska tvoria sčasti neogénne zlepence, sčasti karbónske grafitické bridlice. O charaktere neogénneho nadložia sme už hovorili. Karbónske grafitické bridlice a stlačené pieskovce sú v neporušenom stave nepriepustné. Pokiaľ sú tektonicky porušené, môžu byť slabo priepustné a zvodnené. Pri nafáraní podzemnou ťažbou sa môžu prejaviť malými sústredenými prítokmi.

Podložie ložiska tvoria karbónske grafitické bridlice s rôznymi vložkami (vápence, pieskovce, diabázy), tiež značne tektonicky porušené. Vcelku majú, čo do priepustnosti, rovnaký charakter ako karbónske nadložie.

Chemizmus podzemných vôd

Podľa obsahu minerálnych látok môžeme v oblasti ložiska vyčleniť vody karbónskych súvrství, neogénu a vody zmiešané.

Vody karbónskych súvrství sú charakteristické slabo alkalickou až alkalickou reakciou (pH—7, 1—7,9), celkovou mineralizáciou okolo 300 mg/lit., a, pokiaľ nemajú hlbší obeh, i nízkou teplotou (10—16 °C), teda sú to vody chladné; výnimkou je voda z vrtu KB-17 (25 °C). Celková tvrdosť vôd je 12—17° nem.;



Obr. 2. Režim prameňov v oblasti ložiska Košice. 1—3 sutinové pramene, 4—6 erozívne pramene. 1 — KBP 8, 2 — KBP 5, 3 — KBP 15, 4 — KBP 20, 5 — KBP 4, 6 — KBP 3.

u niektorých vzoriek z ložiska prevláda zložka horečnatá nad vápenatou. Vo všetkých prípadoch ide o vody kalcium-magnézium-bikarbonátové s prevládaním zložky Ca nad Mg; v ložisku obyčajne prevláda zložka Mg.

Vody neogénu majú slabo kyslú reakciu (pH—6,0—6,5); ich mineralizácia je nižšia ako u predošlého typu (112—258 mg/lit.). Teplota vôd kolíše v závislosti na teplote ovzdušia a na hĺbke obehu. Tvrdosť je tiež značne nižšia (cca 1,7° nem.) a charakteristická je prevaha vápenatej zložky nad horečnatou. Z katiónov tu prevládajú katióny K a Na nad katiónmi alkalických zemín. Z aniónov majú prevahu hydrokarbonáty. Charakteristický je vysoký obsah dusičnanov, ktorý poukazuje na povrchové zdroje znečistenia podzemných vôd neogénu. Ide o vody nátrium-kalcium-bikarbonátové s vyšším obsahom dusičnanov.

Vody zmiešané predstavujú prechodnú skupinu, ktorú podľa chemického zloženia nemožno jednoznačne začleniť ani k jednému zo spomínaných typov. K miešaniu vôd dochádza v miestach styku priepustných súvrství neogén-karbón. Jednotlivé typy vôd sú znázornené podľa úplných chemických rozborov v Palmerových grafoch na obr. 3.

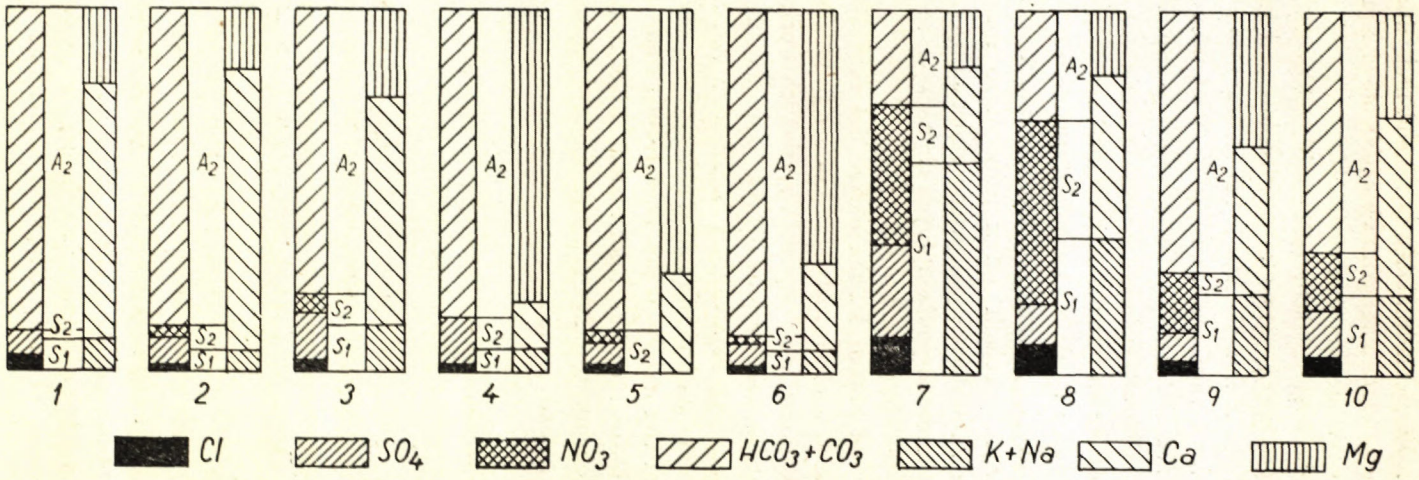
Na základe chemizmu vôd oblasti ložiska možno dokresliť aj obraz o hydraulických pomeroch ložiska. Chemické rozbory z vrtov KB-89 a KB-90 potvrdili, že všetky horizonty sú hydraulicky prepojené. Vo všetkých troch horizontoch ide o rovnaký typ vody s malými, takmer pravidelnými zmenami do hĺbky. Smerom do hĺbky stúpa na obidvoch vrtoch alkalinita. Z aniónov vzrastá podiel HCO_3 až na 90 mval % a Mg nadobúda prevahu nad Ca.

Pri porovnaní chemizmu vôd na vrtoch KB-17, KB-89 (3 hor.) a B-115 z toho istého horizontu v rôznych časových intervaloch badať určité rozdiely v chemizme podľa času i podľa hĺbky obehu.

Porovnanie niektorých indexov uvádzame v nasledujúcej tabuľke:

Číslo vrtu	Dátum odberu	Hĺbka prít. (m)	Teplota (st. C)	pH	Tvrdosť (st. nem.)			SO_4 (mg/l)	HCO_3 (mg/l)	Cl (mg/l)	$\frac{Mg}{Ca}$ (mg/l)
					prech.	stála	celk.				
KB-17	22. 4. 1958	337		7,8	16,52	0,35	16,87	26,89	360,0	4,96	4,1
	10. 7. 1959			7,65	16,66	0,88	17,54	26,78	362,9	4,61	3,7
	31. 8. 1961		25	7,7	15,68	0,86	16,54	18,54	341,7	2,1	4,1
B-115	8. 7. 1957	305	22	7,2	14,9	0,0	14,9	4,3	331,9	3,2	2,1
	26. 5. 1958			6,7	15,1	0,3	15,4	7,2	330,1	2,48	2,0
	20. 7. 1959			7,8	14,56	0,44	15,0	19,13	317,2	5,32	1,9
KB-89	11. 10. 1961	231	16,5	7,5	11,2	2,7	13,9	14,81	244,1	2,9	1,9

Teplota vody závisí výlučne na hĺbke obehu. Smerom na juh šošovka karbonátov klesá (viď pozdĺžny hydrogeologický rez) a jej narazením ďalej na juhu vrtmi vytvára sa i hlbší obeh podzemnej vody, ktorá sa otepľuje. Smerom do hĺbky



Obr. 3. Grafy chem. zloženia vôd. 1—6 vody karbónskych súvrství (4—6 ložisko), 7—8 vody neogénu, 9—10 vody zmiešané. Mineralizácia v mg/l: 1 — 310, 2 — 374, 3 — 174, 4 — 314, 5 — 237, 6 — 278, 7 — 112, 8 —114, 9 — 194, 10 — 258.

stúpa aj celková tvrdosť a obsah aniónov HCO_3, zložka Mg nadobúda prevahu nad Ca.

Za povšimnutie stojí znižovanie obsahu aniónov SO_4 na vrte KB-17 a ich zvyšovanie na vrte B-115 od roku 1957. V štôlni na šošovke Bankov bol zistený obsah SO_4 až 67 mg/lit. (B-115 len 4,3 mg/lit.). Na základe týchto rozdielov bol vyslovený názor o samostatných režimoch oblasti vrtu a oblasti štôlne Bankov, ktorým odpovedá i určitá mineralizácia (Hercog 1957).

Avšak podľa priebežných rozborov z vrtov B-115 a KB-17 a zo všetkých horizontov na vrtoch KB-89 a KB-90 považujeme celú šošovku Bankov za jediný hydrogeologický celok s jednotným režimom obehu. Počas dlhodobého výveru z vrtov vznikol tu druhotný hydrochemický obraz (Hynie 1961). Pôvodná voda v hlbších partiách nádrže bola udržiavaná v rovnováhe. Pri porušení nádrže vrtnými prácami došlo v artézskej nádrži k narušeniu pôvodných tlakových pomerov. Postupným narážaním horizontu hlbšie sa i obeh podzemnej vody prehĺbil a došlo k prírodu vody aj z predtým viac-menej samostatných partií, čím sa i chemizmus vôd v celej oblasti po určitom období vyrovnal.

V tom zmysle treba poopraviť aj názor, že k zvýšeniu aniónov SO_4 na vrte B-115 došlo pri miešaní ložiskových vôd s vodami neogénu (Hercog 1959). Podľa rozborov zo širšej oblasti ložiska k prínosu aniónov SO_4 do vôd dochádzalo viacej z karbónskych súvrství než z neogénu. V karbóne sa miestami vyskytuje pyritové zrudnenie. Tieto pyritové polohy v oxydačnom pásme vplyvom vzdušného kyslíka a infiltrovaných vôd bohatých na kyslík oxydovali a spôsobili vznik síranových zlúčenín. Svedčí o tom aj vyšší obsah aniónov SO_4 vo vodách z čisto karbónskych súvrství a nižší obsah vo vodách čisto neogénnych, čo ukazuje nasledujúca tabuľka:

Súvrstvia	Číslo vzorky	Obsah SO_4 (mg/lit.)
Karbón	KBP-5	18,51
	KBP-8	24,27
	KBP-15	19,75
Neogén	KBP-3	9,46
	KBP-4	4,93

Výpočet celkového prítoku vôd do ložiska

Určiť vodnú bilanciu ložiska a vypočítať možné prítoky do dobývacích priestorov je jedna z najdôležitejších otázok hydrogeologického prieskumu. V našom prípade vplyvom zložitých geologických pomerov ložiska nepoznáme všetky podmienky pre presnejší výpočet a musíme sa uspokojiť s metódou analógie a s bilančnými metódami. Na základe analógie s ložiskom magnezitov v Podrečanoch bol stanovený celkový prítok do ložiska Košice na 1200 l/min. (Hercog 1959), ako minimálny prítok. Autor však podrobnejšie neuvádza, v čom je analógia medzi oboma ložiskami.

Pre spresnenie tejto hodnoty sme urobili prepočet ešte na základe metódy bilancie zo zrážok a z podzemných odtokov. Podľa bilancie zrážok je vypočítaná hodnota pre plochu povodia potokov odvodňujúcich ložisko, ktorá je zhruba totožná s infiltračnou oblasťou ložiska.

Bilancia zrážok: plocha povodia ložiskového územia = 3,3 km^2; *priemerný ročný úhrn zrážok* (v 50 ročnom priemere): 693 mm; *úhrnné množstvo zrážok* za 1 rok: 2,286.900 m^3.

Keď počítame, že $^1/_4$ až $^1/_3$ zrážok vsiaka, potom dynamický prítok činí 1087 až 1450 l/min. Avšak nie celé množstvo sa dostane do ložiska, pretože plocha povodia je väčšia než plocha ložiska (predpokladá sa, že bude väčšia i po utvorení depresného kužeľa znížením hladiny podzemnej vody v ložisku). Na druhej strane, keď počítame s rôznou intenzitou dažďov, možno s touto hodnotou uvažovať v období max. zrážok.

Bilancia podzemných odtokov v súčasnom stave na ložisku: minimálny prietok dvoch potokov, ktoré odvodňujú územie ložiska: 3,10 l/sec.; výdatnosť vrtu KB-17: 5,0 l/sec.; výdatnosť vrtu B-115: 3,0 l/sec.; prítoky v dobývacích priestoroch: 3,0 l/sec.; spolu: 14,1 l/sec., t. j. 846 l/min. Po znížení hladiny podzemnej vody dovodňovaním ložiska sa táto hodnota ešte zvýši. Zvýšenie prítokov môže spôsobiť hlavne súvrstvie neogénu, ktoré v súčasnom období odvádza podzemné vody mimo oblasť povodia ložiska a je v hydraulickej spojitosti s ložiskom.

Z výpočtov vidno, že hodnotu celkového prítoku do ložiska (cca 1200 l/min.) získanú na základe analógie s ložiskom Podrečany môžeme považovať za primeranú. Do výpočtu neboli zahrnuté statické zásoby podzemných vôd, ktoré musia byť vyčerpané postupne s otváraním podzemnej ťažby na ložisku.

Metodika podrobného hydrogeologického prieskumu

V rámci podrobného hydrogeologického prieskumu magnezitového ložiska sa realizovali tieto práce: Vyhotovila sa hydrogeologická mapa blízkeho okolia ložiska v mierke 1:10 000. Pri mapovaní sa venovala pozornosť hlavne vyčleňovaniu útvarov z hľadiska priepustnosti; boli zaznamenané všetky povrchové vodoteče, zamokrené miesta, pramene, ponory, zosuvy, rozbriedanie na povrchu, krasové zjavy a tektonické poruchy. U prameňov boli zaznamenané: číslo, poloha, výška, typ, výdatnosť a teplota prameňa, teplota vzduchu, pH, chuť vody, usadeniny prameňa a orientačne aj obsah plynov. Priepustné súvrstvia v neogéne boli označované podľa prevládania štrkov ako *štrky* a ílov ako *íly* s vložkami štrkov. Západnou časťou ložiska bol zostavený pozdĺžny hydrogeologický rez. Ďalšie dva hydrogeologické vrty KB-89 a KB-90 súčasne slúžili ako ložiskové sieťové. Na týchto vrtoch sa uskutočnilo 5 krátkodobých čerpacích pokusov v trvaní 7—14 dní, z toho 4 v nadložných neogénnych súvrstviach a 1 v ložisku. Hĺbky vrtov: KB-89 celkom 350 m, u KB-90 celkom 214 m.

Každý zvodnený horizont bol odskúšaný čerpacím pokusom a vodotesne uzavretý. Na základe čerpacích pokusov boli vypočítané hodnoty koeficientov filtrácie, maximálnej výdatnosti a špecifickej výdatnosti horizontov podľa hydrotechnických vzorcov. U niektorých horizontov sa robila aj rezistivimetria, ktorá však

následkom závalov a nekvalitného prevedenia neposkytla žiadúce výsledky. Čerpacie pokusy slúžili súčasne i na stanovenie chemického zloženia podzemných vôd.

Pozoroval sa tiež režim prameňov blízkeho okolia ložiska a na artézskych vrtoch. Na prameňoch s relatívne najvyššou výdatnosťou boli vybudované prepady na krátkodobé pozorovania ich režimu. Na prepadoch boli merané zmeny výdatnosti a teploty v priebehu jedného roka.

Uskutočnil sa aj odber vzoriek vody na úplný chemický rozbor a na bakteriologický rozbor z jednotlivých prameňov a z horizontov na hydrogeologických vrtoch. Vzorky slúžili na stanovenie vhodnosti vôd pre pitné a užitkové účely a celkového charakteru vôd ložiskovej oblasti. Pozorovanie a meranie na ložiskových vrtoch pozostávali jednak z dvojmerania hladiny min. 1 × v priebehu dňa a zo sledovania strát (prítokov) do vrtu. Napokon sledoval sa aj postup dobývacích prác v ťažobnej oblasti.

Záver

Ložisko magnezitov Košice má zložité hydrogeologické pomery, spôsobené najmä možnosťou vzniku prievalových vôd na tektonických poruchách, v ložisku dobre zvodnených, a spojitosťou obehu podzemných vôd. Z hľadiska odvodňovania ložiska je dôležitá spojitosť podzemných vôd ložiska, karbónskej série a nadložného neogénu, pretože prítoky do banských diel po otvorení ložiska budú výdatné a stále, teda treba počítať s úplným odvodnením nadložia ložiska. Ťažbou na zníženej úrovni dôjde k ovplyvneniu režimu podzemných vôd ložiska. Zmenia sa tlakové pomery podzemných vôd; v miestach, kde dochádzalo k výronu vôd z karbónu do neogénu, dôjde k opačným pohybom vôd a nakoniec sprievodným zjavom budú i zmeny v chemickom zložení vody. Nepredpokladá sa, žeby ťažba na zníženej úrovni mohla ovplyvniť oblasť Čremeľského vodovodu. Môže však dôjsť k ovplyvneniu menších prameňov blízko ložiska.

LITERATÚRA

[1] Altovskij M. E. a spol., 1962: Spravočnik gidrogeologa. Gosgeoltechnizdat, Moskva. — [2] Hercog Fr., 1957: Hydrogeologie Košice — magnezity. Rukopis ÚVR, Praha. — [3] Hercog Fr., 1958: Hydrogeologie Košice — magnezity — závěrečná zpráva. Rukopis ÚVR, Praha. — [4] Hercog Fr., 1959: Hydrogeologie Košice — magnezity — doplněk zprávy z r. 1958. Rukopis ÚVR, Praha. — [5] Hynie O., 1961: Hydrogeologie ČSSR I. NČSAV, Praha. — [6] Kamenskij G. N. — Klimentov P. P. — Ovčinikov A. M., 1957: Hydrogeologie ložisk užitkových nerostů. Preklad; SNTL, Praha. — [7] Klír St., 1962: Hydrogeologický výzkum ložísk rúd. SNTL, Praha. — [8] Klír St., 1961: Hydrogeologie slovenských magnezitových ložisek v karbónu gemeríd. GP, Zprávy 24, Bratislava. — [9] Klír St., 1955: Hydrogeologie Sirk. Rukopis ÚVR, Praha. — [10] Skabalonovič J. A., 1954: Gidrogeologičeskije rasčety. Ugletechizdat, Moskva. — [11] Štein F., 1960: Zásobovanie malých spotrebísk vodou. SVTL, Bratislava. — [12] *Geol. prieskum, Spišská*

Nová Ves, 1959: Výpočet zásob Košice — magnezity. Rukopisná zpráva; Geofond, Bratislava. — [13] Zýka V., 1960: Hydrogeochemické metody nerostného průzkumu I, II. Vysokoškolské učebné texty, Bratislava.

TOMÁŠ REPKA

HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE AUF DER MAGNESIT-LAGERSTÄTTE VON KOŠICE

Die Magnesit-Legarstätte von Košice—Bankov liegt am nördlichen Ende des nordgemeriden Karbons, der da unter die neogenen Ablagerungen taucht. Während der hydrogeologischen Durchforschung der Lagerstätte wurden da drei Grundtypen der wasserhaltigen Horizonten ausgegliedert, und zwar:

a) neogene Rhyolith-Tuffite und Sandsteine, die in den neogenen Tonen Einlagerungen bilden;

b) neogene Konglomerate, welche ziemlich mächtige und zusammenhängende Schichtfolgen im Hangenden der Lagerstätte bilden;

c) karbonatische Lagen (Magnesit, Dolomit, Kalk) mit durchlässigen Klüften (karstartigen); in diesen Lagen befindet sich auch die Magnesit-Lagerstätte.

Zwischen allen diesen Horizonten besteht beim Wasserkreislauf eine Verbindung, was auch durch chemische Analysen bestätigt werden konnte.

Im Gebiet der Lagerstätte treten neogene nur schwach mineralisierte Wässer des Natrium-Kalcium-Bicarbonat-Types, in den Karbon-Schichten des Kalcium-Magnesium-Bicarbonat-Types und gemischte Wässer auf.

Im Abschluss der Arbeit gibt der Autor die hydrogeologische Charakteristik vom Standpunkt der weiteren Bergbautätigkeit, die er als sehr kompliziert bezeichnet. Dabei verweist er auf mögliche Veränderungen im Regime des Grundwasserkreislaufes, zu der es während der weiteren Magnesitförderung in tieferen Lagen kommen kann.

MIROSLAV RAČICKÝ—TOMÁŠ REPKA

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY LOŽISKA KAMENNEJ SOLI PRI OBCI ZBUDZA

Úvod

Geológiou ložiska kamennej soli pri obci Zbudza sa podrobne zaoberal J a n á č e k (1959, 1960). Z hľadiska exploatácie ložiska má však veľký význam aj poznanie hydrogeologických pomerov. Výsledky hydrogeologického prieskumu ložiska podávame v tomto článku.

Ložisko kamennej soli v katastri obce Zbudza leží v severnej časti Potiskej nížiny na začiatku dolného toku Laborca. Ložiskové územie je rovina, ktorej nadmorská výška sa pohybuje okolo 120 m, len kóty Hrádok a Biela Hora J od ložiska majú väčšie nadmorské výšky (164 m a 160 m). Prirodzené orografické hranice ložiskového územia na S a SV tvorí Krivošťanské pohorie a JZ výbežky Vihorlatu, západnú hranicu zas Hrabovecká pahorkatina, na juhu a juhovýchode sa ložiskové územie napája na rozsiahlu Potiskú nížinu. Ložiskovú oblasť a priľahlé širšie územia odvodňuje rieka Laborec a potok Duša, do ktorých sa vlievajú ďalšie drobné sútoky. Priamo územím ložiska preteká rieka Laborec s množstvom meandrov a pri obci Zbudza sa do neho vlieva potok Močidlo.

Pre Laborec je charakteristické značné kolísanie prietoku. V jarnom a jesennom období je prietok vody značný, pre letné a zimné obdobie je charakteristický malý prietok. Podľa dát HMÚ Bratislava pre Laborec pri Michalovciach 30-ročný priemer (1931—1960) je takýto: minimálny prietok (18. 9. 1954) — 0,9 m^3 (sek.); maximálny prietok (2. 4. 1952) — 419 m^3 (sek.); priemerný prietok 15,4 m^3 (sek.); povodie Laborca po Michalovce 1407 km^2. Priemerné zrážky v povodí po Michalovce 777 mm; odtok v povodí po Michalovce 345 mm; strata 432 mm; špecifický odtok 10,94 l/sek/km^2.

Širšie ložiskové územie sa vyznačuje miernymi klimatickými podmienkami, t. j. pomerne teplou zimou a nehorúcim letným obdobím. Priemerná ročná teplota je cca 9 °C, s výkyvom priemerných mesačných teplôt od —8 °C do plus 22 °C.

Problematiku soľnej sedimentácie miocénu východného Slovenska študovali viacerí autori, pričom sa sústredovali na ložisko soli pri Prešove (ktoré vzniklo v karpate). Homola (1953, 1954) vyslovil možnosť výskytu soľnej formácie aj v tortóne. Tento predpoklad bol potvrdený v r. 1957, keď sa vrtmi ČND zistila soľná poloha vo vrchnom tortóne pri Albínove (v hĺbke cca 2400 m; Janáček 1958, Buday 1959). Presné stratigrafické začlenenie soľnej polohy pri Albínove a poznatky o tektonike neogénu východného Slovenska (Janáček 1959) umožnili predpokladať, že polohu vrchného tortónu (zónu buliminovú — nadložie soľného ložiska) možno nájsť aj bližšie k povrchu. V okolí obce Soľ pri Vranove štruktúrny vrt nezastihol soľné ložisko, prešiel tektonickou poruchou a z nadložia ložiska do podložia. V okolí obce Zbudza sa štruktúrnym vrtom ČND zistila vyzdvihnutá kryha a v nej soľné ložisko (Janáček 1959, 1960).

Z hydrogeologických prác o neogéne východného Slovenska len Porubský (1958) a Struňák (1963) sa dotýkajú okolia obce Zbudza. Struňák popisuje hydrogeologické pomery alúvia Laborca, Porubský zas hydrogeologické pomery alúvia i hlbších stratigrafických stupňov, ovšem bez uvažovania soľného ložiska, ktoré v tom čase ešte nebolo známe. Hydrogeologické pomery soľného ložiska opisuje stručne Janáček (1960).

Geologickú charakteristiku širšieho okolia soľného ložiska podávajú Seneš — Švagrovský (1957), Janáček (1958, 1959, 1960), Buday (1959) a ďalší, preto sa ňou nebudeme zaoberať.

Vlastné územie ložiska je tvorené kvartérom, strednou a vrchnou časťou vrchného tortónu. Kvartér budujú aluviálne náplavy rieky Laborca a potoka Močidlo, prekryté hlinami a humóznymi hlinami. Mocnosť kvartéru dosahuje miestami 30 m. Vo vrchnom tortóne podľa mikropaleontologických štúdií boli vyčlenené 2 zóny a 1 subzóna, a to: zóna rotaliová a bulimino — bolivinová, so subzónou globigerino — globorotaliovou (Gašparíková in Džubera 1962).

Prvá zóna má *brakický charakter* a predstavuje najvyšší stratigrafický horizont neogénu na území ložiska. V miestach, kde ložisko vystupuje bližšie k povrchu, táto zóna chýba — bola denudovaná.

Zóno bulimino — bolivinová vystupuje v podloží rotáliovej zóny, ktorú tvoria sivé, zelenkavé, jemne piesčité, slabo slienité íly. V centrálnej časti ložiska (najbližšie k povrchu) bola táto zóna tiež denudovaná.

Subzóna globigerino — globorotaliová je spolu s vlastným ložiskom súčasťou zóny bulimino — bolivinovej, bola vyčlenená len na základe odlišnej mikrofauny. Jej mocnosť dosahuje 200 až 300 m a na ňu je viazané ložisko kamennej soli.

V podloží soľného ložiska prechádza subzóna globigerino — globorotaliová opäť do *bulimino — bolivinovej zóny*.

Soľné ložisko predstavuje súbor tenších šošoviek a polôh soli, navzájom pospájaných, medzi ktorými sú miestami tenšie polohy slaných ílov. Vcelku ho možno považovať za veľkú pretiahnutú šošovku, ktorá má približne tvar klenby, s vrcholom najbližšie k povrchu priamo pod obcou Zbudza. Okraje klenby klesajú do hĺbky pod uhlom 30—45°. V západnom smere od vrcholu klenby soľné ložisko na pomerne krátku vzdialenosť vykliňuje. Východným smerom pokračuje do väčších hĺbok a jeho ukončenie v tomto smere zatiaľ nebolo overené. V severnom

a južnom smere vykliňuje na väčšiu vzdialenosť a vo väčšej hĺbke ako smerom na západ.

Súhlasne s ložiskom ležia aj spomínané už súvrstvia. V dôsledku takejto stavby územia v mieste vrchola klenby boli nadložné horniny denudované, tak bol „narezaný" vrstevný sled a porézne horizonty uložené v nepriepustných súvrstviach, vystupujú pod kvartérne uloženiny.

Ložiskové územie je podľa J a n á č k a (1960) porušené zalužickým zlomom. Najnovšie v mieste predpokladaného narušenia ložiska sa však porucha nezistila a v preskúmanej časti ide o súvislý komplex. Otázka priebehu zalužického zlomu zatiaľ nie je doriešená, lebo prieskumnými prácami nebol preukázaný.

Hydrogeologické pomery

Hydrogeologické pomery ložiska kamennej soli boli overované štyrmi hydrogeologickými vrtmi, a to Zb-7 (hĺbka 275,5 m), Zb-12 (hĺbka 450,4 m), Zb-13 Š (hĺbka 100,7 m) a Zb-30 (hĺbka 680,2 m), ktoré overovali súčasne i mocnosť soľného ložiska, okrem vrtu Zb-13 Š, ukončeného nad soľným ložiskom, ktorý prebieha osou dnes už vyhĺbenej šachty.

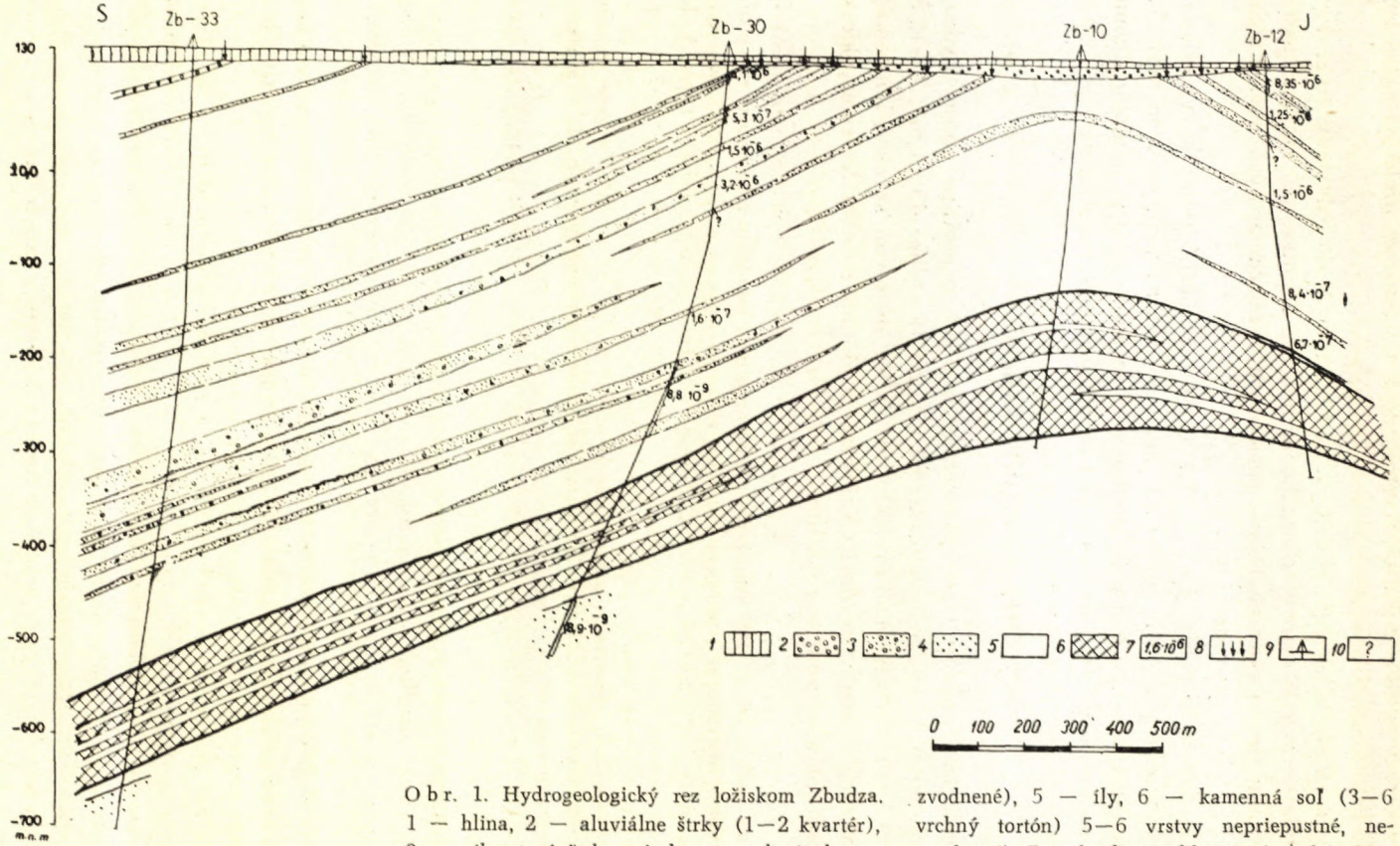
Vrty sa uskutočnili rotačnými jadrovacími súpravami s použitím výplachu. Po informatívnom overení prítoku vody v určitej etáži vrtu, alebo z porézneho horizontu, vymenil sa vo vrte výplach za vodu, zvodnený horizont bol vystrojený filtrom a zistila sa ustálená hladina. Krátkodobá čerpacia skúška trvala 7—21 dní, minimálne na 3 depresie, maximálne do $^1/_3$ vodného stĺpca. Voda sa čerpala ponornými a piestovými čerpadlami. Zo skončených čerpacích pokusov sledoval sa výstup hladiny až do jej ustálenia.

Z údajov získaných čerpacími skúškami sme vypočítali koeficient filtrácie, polomer dosahu depresie, špecifickú výdatnosť a maximálnu výdatnosť jednotlivých horizontov podľa bežne používaných vzorcov.

Hydrogeologické pomery a chemické zloženie podzemných vôd podávame v slede: alúvium v nadloží ložiska, vlastné neogénne nadložie ložiska, soľné ložisko, podložie soľného ložiska (pozri aj obr. 1).

A l ú v i u m v nadloží soľného ložiska tvoria zahlinené štrkopiesky, nánosy rieky Laborca, pokryté súvislou pokrývkou hlín a humusovitých hlín. Mocnosť tohto súvrstvia je 20—30 m.

Podľa P o r u b s k é h o (1958) a S t r u ň á k a (1963) priepustnosť alúvia Laborca je značne premenlivá, čo potvrdili aj hydrogeologické vrty. Tak na vrte Zb-7 dosahuje koeficient filtrácie v alúviu 48 m/deň, na vrtoch Zb-12, Zb-13 Š a Zb-30 nedosahuje ani hodnotu 1 m/deň (0,21—0,71 m/deň). Takéto rozdiely sú zapríčinené rôznym stupňom zahlinenia štrkopieskov. Pod alúviom vychádzajú priepustné horizonty neogénneho nadložia soľného ložiska (obr. 1) a dochádza k infiltrácii vody z alúvia Laborca do nich. Soľ sa má podľa pôvodnej koncepcie ťažiť banským spôsobom (pravdepodobne v strednej a severnej časti ložiska) a luhovaním (pravdepodobne v južnej časti ložiska). Tento spôsob ťažby umožňuje



Obr. 1. Hydrogeologický rez ložiskom Zbudza. 1 — hlina, 2 — aluviálne štrky (1—2 kvartér), 3 — zílovatené štrky, piesky, rozpadavé zlepence, 4 — íly a vložky pieskovcov (1—4 vrstvy s prielinovou priepustnosťou, v plnom rozsahu zvodnené), 5 — íly, 6 — kamenná soľ (3—6 vrchný tortón) 5—6 vrstvy nepriepustné, nezvodnené), 7 — koeficient filtrácie (m/sek.), 8 — možnosti infiltrácie aluviálnych vôd, 9 — vrty, 10 — horizonty neoverené.

vznik zálomových puklín, po ktorých môže dôjsť k prítokom vody do banských prác. Preto nás zaujímal prietok vody alúviom Laborca.

Prietok sme sledovali v reze zhruba kolmo na generálny smer toku rieky Laborca, približne na spojnici obcí Lesná, Naciná Ves, Zbudza a vypočítali podľa klasického Darcyho vzorca na základe koeficientov filtrácie podľa Struňáka (1961) a vlastných výskumov. Rez sme podľa koeficientov filtrácie rozdelili na niekoľko častí, z každej sme prietok vypočítali osobitne. Tak pri hydraulickom spáde Laborca (i = 0,00326) alúviom Laborca v mieste rezu, teda na spojnici obcí Lesné, Naciná Ves, Zbudza je prietok 46,8 l/sek., t. j. 4070 m^3/deň.

Neogénne nadložie soľného ložiska tvorí súvrstvie sivých plastických a tuhých ílov až ílovcov, vápnitých a miestami značne piesčitých. Vyskytujú sa v ňom aj šošovky a vrstvy zílovatených štrkov a pieskov, prípadne rozpadavých zlepencov a pieskovcov. Miestami psamiticko-psefitické vrstvy pozvoľne prechádzajú do ílov. Celé toto súvrstvie tvorí s ložiskom akúsi brachyantiklinálu, ktorej klenba je sčasti denudovaná. Preto značná časť psamiticko-psefitických vrstiev vychádza pod alúviom, takže dochádza k infiltrácii vody z alúvia do týchto vrstiev. Hydrogeologickými vrtmi Zb-12 a Zb-30 sa zistilo, že sú zvodnené. Ich koeficient filtrácie sa pohybuje v rozmedzí 0,0007—0,72 m/deň, sú teda málo priepustné, práve vďaka zílovateniu. Ustálené hladiny zvodnených horizontov neogénu sa až na niektoré výnimky pohybujú na k. 111—120 m n. m. (viď tabuľku 1), to značí, že viažu artézske vody s negatívnou výtlačnou výškou, približne na úrovni alúvia (ilustruje to aj priložený hydrogeologický rez).

Predpoklad o infiltrácii vody z alúvia do neogénnych zvodnených horizontov potvrdzujú aj analýzy chemizmu vody v priebehu čerpacej skúšky u horizontu v hĺbke 16,5—27,9 m na vrte Zb-30. Tu v dôsledku infiltrácie vody z alúvia do horizontu (prejavilo sa to tým, že v priebehu 2-týždňového čerpacieho pokusu) došlo k znižovaniu mineralizácie čerpanej vody (z 978 na 966 a neskoršie na 951 mg/l) a zvyšovaniu obsahu niektorých iónov, charakteristických pre vody alúvia (HCO_3^- a Ca^+).

O spojitosti zvodnených horizontov veľkého plošného rozsahu s alúviom svedčí aj zvýšený obsah iónov Na^+ a Cl^- vo vodách alúvia, do ktorých sa dostávajú zrejme difúziou. Podrobnejšie sa o chemickom zložení podzemných vôd zmienime v ďalšej stati.

Z výsledkov hydrogeologického prieskumu ďalej vyplýva, že na území ložiska sú všetky porézne horizonty zvodnené, ich vzájomné hydraulické vzťahy však zatiaľ bližšie nepoznáme. Zdá sa, že niektoré zvodnené horizonty sú hydraulicky spojené, avšak spojenie vôd zvodnených horizontov neogénu so soľným ložiskom nebolo zatiaľ na území ložiska dokázané a je aj dosť nepravdepodobné vzhľadom na konkordantné uloženie jednotlivých vrstiev s ložiskom.

Pred poslednými hydrogeologickými prácami na ložisku (vrt Zb-30) boli názory na hydrogeologické pomery neogénneho nadložia odlišné (pozri aj Janáček 1960). V nadloží ložiska boli vyčlenené dva celky: rotaliový, bohatý na zvodnené horizonty a bulimino-bolivinový, v kto-

rom porézne, a teda aj zvodnené horizonty sú zastúpené podstatne menej. Prieskumnými prácami sa však zistilo (vrt Zb-30), že v bulimino-bolivinovej zóne bývajú prítomné porézne, zvodnené horizonty v takom istom pomere, ako v rotaliovej. Dokonca i v globigerino-globorotaliovej subzóne sa zistili zvodnené pieskovcové horizonty (vrt Zb-12, 3093—312,8 m a na vrte Zb-4) bezprostredne nad soľným ložiskom.

Na základe týchto zistení usudzujeme, že neogénne nadložie soľného ložiska je z hydrogeologického hľadiska rovnako zložité ako jeho vrstevný sled. Z hľadiska plošného hodnotenia predpokladáme, že na území ložiska sú úseky, kde v neogénnom nadloží ložiska porézne a tým aj zvodnené horizonty nie sú prítomné. Vrty Zb-7 a Zb-13 Š v neogénnom nadloží ložiska neprešli zvodneným horizontom. Takýto úsek bez zvodnených horizontov v neogéne je Z od obce Zbudza, teda v západnej časti nadložia soľného ložiska. Južná, stredná a severná časť nadložia obsahuje rad zvodnených horizontov (pozri vrty Zb-12, Zb-30; obr. 1). Pre hodnotenie SZ časti nadložia ložiska zatiaľ nemáme dostatok podkladov, zdá sa však, že tam bude situácia podobná ako v časti severnej.

Z hydrogeologického hľadiska najmenej priaznivá je JV časť nadložia ložiska, kde zvodnený horizont je bezprostredne nad soľným ložiskom.

Takéto komplikované hydrogeologické pomery neogénneho nadložia sú veľmi nepriaznivým faktorom z hľadiska výstavby banských diel a podzemného dobývania soli. V podstatnej miere však je zmierňovaný veľmi malou priepustnosťou zvodnených horizontov, v dôsledku ktorej pri otvorení horizontu zvislým banským dielom možno očakávať pomerne malé prítoky vôd (20—300 m^3/deň v závislosti na hĺbke horizontu, výdatnosť je vypočítaná pre priemer 130—300 mm). Najväčšie nebezpečie pre ťažbu je v JV časti ložiska, kde zo zvodneného horizontu v bezprostrednom nadloží soľného ložiska môže dôjsť pri naťažení horizontu k prítokom vody do banských prác.

Vzhľadom na takéto zložité hydrogeologické pomery v nadloží soľného ložiska treba ťažbu soli realizovať tak, aby sa vytváranie zálomových puklín obmedzilo na minimum, pretože po nich môže dôjsť k prítokom vôd do soľného ložiska. Aj keď nepredpokladáme, že by došlo k prievalu vody, v každom prípade prítok vody do soľného ložiska bude mať nepríjemné dôsledky, lebo miesta s prítokmi vôd bude treba uzavrieť, aby nedošlo k zatopeniu banských diel.

Soľné ložisko je viazané na globigerino-globorotaliovú subzónu a tvorené kamennou soľou, vápnitými slanými ílmi, menej aleurolitmi, pieskovcami a v nepatrnej miere sadrovcom. Súvrstvie kamennej soli delia vložky týchto hornín (okrem sadrovca) na viacero polôh. V podstate však môžeme považovať soľnonosný komplex za jednu veľkú šošovku. Hydrogeologické vrty, ktoré prešli soľným ložiskom (Zb-7, Zb-12, Zb-30), ako aj vyhĺbená šachta, nezistili zvodnené polohy v soľnom ložisku a v jeho bezprostrednom podloží. K záveru, že soľné ložisko je suché, došiel Janáček (1960) na základe nulovej porozity a vysokého odporu, zisteného pri elektrokarotážnych meraniach v ložisku.

Podložie soľného ložiska patrí do globigerino-globorotaliovej subzóny a bulimino-bolivinovej zóny; je tvorené slaboslienitými ílmi, v ktorých vystupujú polohy a vrstvičky slabo spevnených pieskovcov, zlepencov

a aleurolitických ílov. Materiál pieskovcov a zlepencov má často tufitickú prímes. Íly majú často už charakter ílovcov. Hydrogeologické vrty Zb-7 a Zb-12, ktoré prešli do podložia ložiska (42 m a 43 m) nezistili výrazný porézny horizont, iba slabé vrstvičky piesčitých ílov a pieskovcov, ktoré neboli zvodnené. Vrt Zb-30 prešiel do podložia (cca 90 m) a v intervale 614—680, 2 m zistil vrstvičky pieskovca v ílovcoch, ktoré boli nepatrne zvodnené a viazali artézsku vodu s negatívnou výtlačnou výškou (cca 45 m pod terénom). Ich koeficient filtrácie je 0,0007 m/deň, teda sú len nepatrne priepustné. Keďže charakter hornín v podloží ložiska je obdobný ako v nadloží a patria do rovnakého geol. stupňa, predpokladáme, že aj v podloží ložiska sú porézne vrstvy zvodnené. V hlbšom podloží ložiska je tzv. „detritická séria" tufitov, tufitických pieskovcov, ktorá je podľa J a n á č k a (1960) zvodnená.

Súhrn zvodnených horizontov zistených hydrogeologickými vrtmi a ich stručný popis uvádzame v tabuľke 1. Počet horizontov na tab. 1 a obr. 1 sa nezhoduje, lebo pri vykresľovaní sa niektoré horizonty nedali dostatočne oddeliť, a preto v reze boli znázornené spoločne.

T a b u ľ k a 1. Prehľad zvodnených horizontov zistených a overených hydrogeologickými vrtmi.

Označenie vrtu	Zvodnený horizont v m	Stručný petrografický popis	Kóta ust. hl. m n. m.	Koeficient filtrácie (m/deň)	Koeficient filtrácie m/sek.
Zb-30	6,4 — 11,2	alúvium — zahlinené štrkopiesky	120,58	0,21	2,4 . 10-6
	16,5 — 27,9	íly s polohami piesku (0,2 —2,2 m)	120,58	0,35	4,1 . 10-6
	50,2 — 51,2	rozpadavé pieskovce	118,23	0,04	5,3 . 10-7
	54,5 — 55,7				
	63,5 — 70,3				
	95,0 — 99,5	rozpadavé pieskovce	114,08	0,12	1,5 . 10-6
	124,5 —130,0	rozpadavé pieskovce a zlepence	115,58	0,27	3,2 . 10-6
	132,0 —137,5	íly s polohami pieskov			
	165,0 —169,7	zaílovatené štrky	81,78	0,014	1,6 . 10-7
	273,0 —275,6	rozpadavé pieskovce			
	339,0 —345,0	zaílovatené štrky			
	363,0 —364,4	polohy (0,2 —0,5 m) pieskovca v íloch	96,78	0,0007	8,8 . 10-9
	406,1 —418,8	pevný pieskovec			
	433,9 —434,0	vrstvičky pieskovca (0,2 m) v ílovcoch	76,98	0,0007	8,9 . 10-9
	614,0 —680,2				
Zb-12	8,07 — 10,0	alúvium — zahlinené štrkopiesky	116,67	0,71	8,2 . 10-6
	17,0 — 23,3	málospevnené pieskovce	117,34	0,72	8,3 . 10-6
	26,0 — 32,0	pieskovce			
	56,3 — 59,0	vápnité pieskovce	116,74	0,1	1,2 . 10-6
	71,4 — 72,0	prekremenené pieskovce	horizonty z technických príčin neoverené		
	85,5 — 88,0	sliednaté málo spevnené			
	89,7 —95,8	jemnozrnné pieskovce			
	97,5 —105,0				
	144,8 —148,5	jemnozrenné pieskovce	113,94	0,13	1,5 . 10-6
	259,9 —266,7	málo spevnené pieskovce	111,74	0,07	8,4 . 10-7
	309,3 —312,8	vložky pieskovcov	81,74	0,04	6,7 . 10-7
Zb-7	4,0 — 10,5	alúvium — štrkopiesky	117,28	48,0	5,5 . 10-4
Zb-13Š	8,2 — 9,0	alúvium — zahlinené štrkopiesky	116,11	0,51	5,9 . 10-6

Realizované banské práce umožnia kontrolu výsledkov hydrogeologických vrtov. Prieskumná šachta je v blízkosti vrtu Zb-13 Š, ktorým neboli zastihnuté zvodnené horizonty. Šachta je vy-

hĺbená do 192,5 m. V intervale 0°—9,7 m prešla hlinami a zahlinenými štrkopieskami alúvia, ktoré boli zvodnené a odčerpávalo sa z nich cca 45 l/min. vody.

Od 9,7 m až do 124,5 m prešla šachta súvrstvím ílov, v ktorých miestami boli vrstvičky pieskovca. Nepatrný, prakticky nemerateľný prítok vody sa prejavil v hĺbke 117,5 m ako „zamokanie". Soľné ložisko je od 124,5 m až do konečnej hĺbky šachty 192,5 m a striedajú sa v ňom polohy znečistenej kamennej soli s vrstvami ílu, pieskovca a aleurolitického ílu. Celkový prítok vody do šachty (meraný v januári 1964) je 0,63 l/min.; podľa pracovníkov šachtovej geologickej služby ide len o vodu stekajúcu po murive šachty.

Zo šachty v hĺbke 175 m je razený prekop v ložisku, smerom JV; t. č. (január 1964) má dĺžku 35 m a je úplne suchý.

V súvislosti s tým sa zmienime o tzv. *bazálnom detrite* na ploche diskordancie medzi brakickým a morským tortónom. Tento bazálny detrit na šachte v hĺbke 35 m predstavuje polohy valúnov pieskovca v íle a je úplne suchý. Aj na vrtoch sa zistila detritická poloha valúnov, alebo štrku v íle. Je teda pravdepodobné, že na území soľného ložiska tento bazálny detrit nie je zvodnený.

Ešte sa zmienime o tzv. dislokačných vodách a o plynosnosti, nadhodených Janáčkom (1960). V priebehu prieskumu sme nezistili žiadne dislokácie, a teda ani dislokačné vody. Rovnako sa nezistili ani na jednom vrte príznaky prítomnosti plynu.

Chemické zloženie podzemných vôd

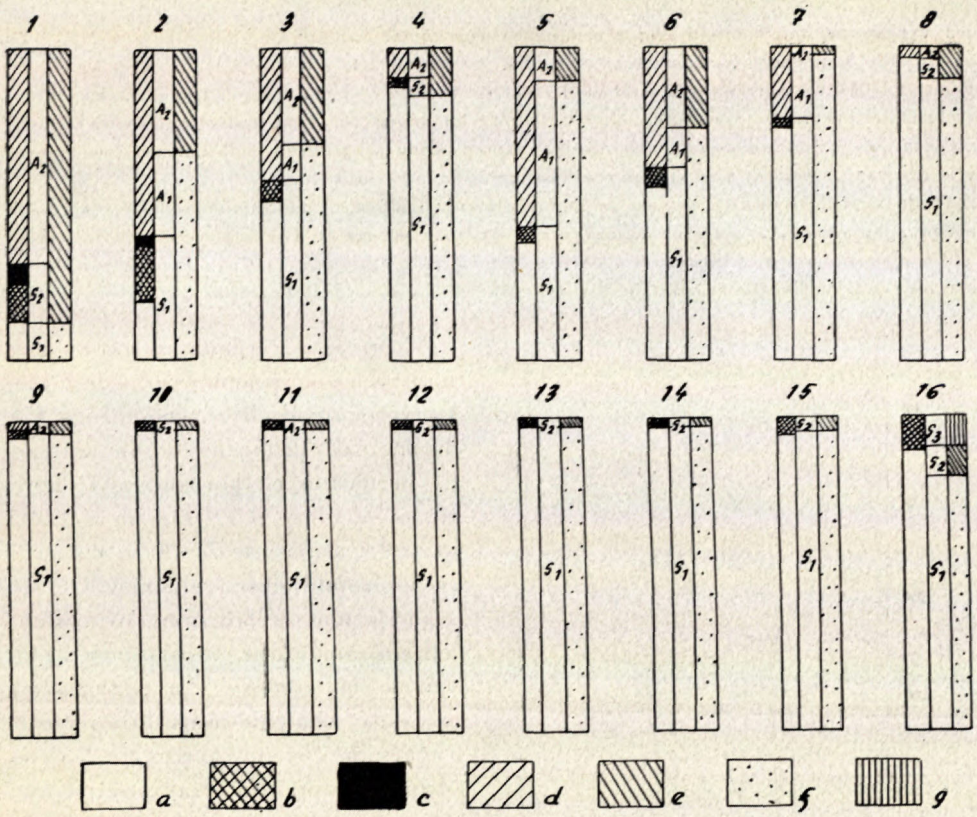
Z jednotlivých zvodnených horizontov pri čerpacích skúškach na hydrogeologických vrtoch sa odoberali vzorky vody na chemický rozbor, na vrte Zb-30 sa vzorky odoberali z každého zníženia, ako aj priebežné vzorky na stanovenie, kolísania obsahu aniónov Cl^-. Výsledky analýz sú na obr. 2 v Palmerových diagramoch, kde sú vynesené charakteristické vzorky jednotlivých horizontov.

V oblasti ložiska môžeme vyčleniť vody alúvia Laborca a vody z nadložia a podložia soľného ložiska.

Vody alúvia sú mierne kyslé až mierne alkalické (pH 6,7—7,8). Z chemického hľadiska nie sú vody rovnaké, ide o typy kalcium-hydrokarbonátové, nátrium-hydrokarbonátové až nátrium-chloridové. Zvýšenie iónov Na'' a Cl' už v alúviu je spôsobené zrejme prítomnosťou soľného ložiska, odkiaľ sa difúziou dostávajú až do vôd alúvia.

Pozoruhodná však je mineralizácia vzorky 4 (obr. 2; 3,6 gr/lit) a jej pomerne čisto nátrium-chloridový typ. Predpokladáme, že táto vysoká mineralizácia bola spôsobená umelým zásahom. Pri vŕtaní v soľnom ložisku sa používala soľanka, ktorá bola pred započatím čerpacieho pokusu vypustená do alúvia asi 200 m proti toku podzemnej vody v alúviu na inom vrte. Takto sa zvýšila koncentrácia iónov Na' a Cl' v alúviu. Vody alúvia nie sú pre chemickú, resp. bakteriologickú závadnosť vhodné bez úprav na pitné a priemyselné využitie.

Vody neogénneho nadložia soľného ložiska sú mierne alkalické (pH —7,5—8,2, v jednom prípade 6,7). S hĺbkou ich výskytu stúpa aj mineralizácia; avšak nie je to pravidlo, lebo ložisko nie je vodorovne uložené a zvodnené horniny majú rôznu priepustnosť. Mineralizácia sa u nich pohybuje od 0,5—111,7 gr/l. Od hĺbky cca 50 m ich v celej oblasti ložiska môžeme považovať za vody minerálne, slaného typu. Do hĺbky 50 m majú charakter nátrium-hydrokarbonátno-chloridový, nižšie nátrium-chloridový. Smerom do hĺbky pribúdajú anióny Cl', Br' a SO_4''. Jodidy sú zastúpené len v stopách, obsah hydrokarbonátov do hĺbky klesá. Z katiónov K je zastúpený



Obr. č. 2 Výsledky úplných chemických analýz vôd v Palmerových diagramoch.

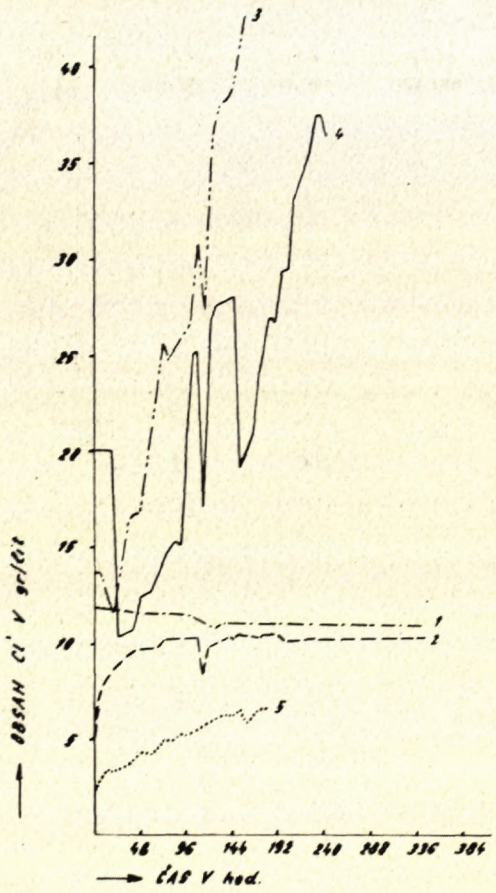
1	Zb-13;	8,2— 9,0 m;	M =	0,114 gr/l;	T = 11 °C;	pH 6,7
2	Zb-30;	6,4— 11,2 m;	M =	0,666 gr/l;	T = 13 °C;	pH 7,8
3	Zb-12;	6,5— 10,0 m;	M =	0,262 gr/l;	T = 13 °C;	pH 7,0
4	Zb- 7;	4,0— 10,5 m;	M =	3,602 gr/l;	T = 9 °C;	pH 7,5
5	Zb-30;	16,5— 27,9 m;	M =	0,951 gr/l;	T = 13 °C;	pH 7,9
6	Zb-12;	17,0— 32,0 m;	M =	0,574 gr/l;	T = 11 °C;	pH 7,5
7	Zb-30;	50,2— 70,3 m;	M =	2,854 gr/l;	T = 14,5 °C;	pH 8,2
8	Zb-12;	56,3— 59,0 m;	M =	17,12 gr/l;	T = 13 °C;	pH 6,7
9	Zb-30;	95,0— 99,5 m;	M =	17,839 gr/l;	T = 16 °C;	pH 8,2
10	Zb-12;	144,8—148,5 m;	M =	43,060 gr/l;	T = 14 °C;	pH 7,5
11	Zb-30;	124,5—169,7 m;	M =	18,52 gr/l;	T = 16 °C;	pH 7,7
12	Zb-12;	259,9—266,7 m;	M =	43,62 gr/l;	T = 13 °C;	pH 7,7
13	Zb-12;	273,0—275,6 m;	M =	69,644 gr/l;	T = 12 °C;	pH 7,7
14	Zb-12;	309,3—312,8 m;	M =	111,7 gr/l;	T = 10 °C;	pH 7,8
15	Zb-30;	339,0—434,0 m;	M =	67,524 gr/l;	T = 16 °C;	pH 7,5
16	Zb-30;	614,0—680 m;	M =	12,528 gr/l;	T = 14 °C;	pH 7,3

1—4 = vody alúvia Laborca nad ložiskom; 5—15 = vody neogénneho nadložia ložiska; 16 = voda neogénneho podložia ložiska; M = celková mineralizácia vody; T = teplota vody; $a = Cl^-$; $b = SO_4^{--}$; $c = NO_3^{--}$; $d = HCO_3^- + CO_3^{--}$; $e = Ca^+ + Mg^+$; $f = Na^+ + K^+$; $g = Fe^{+++}$

len v nepatrnej miere oproti Na; z ostatných sú prítomné katióny $Ca^{\cdot\cdot}$ $Mg^{\cdot\cdot}$ $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ a $NH_4^{\cdot}$. Zo vzácnejších komponentov sú v bezvýznamných koncentráciách prítomné Sr, Ti, Cr, Ag a Cu. Pomer $Cl' : Br'$ sa pohybuje od 1100 do 70 000 (priemerná hodnota zo šestnástich vzoriek 5500).

Len niektoré vzorky obsahujú voľný CO_2 a O_2 aj to len vo veľmi malých množstvách. Sirovodík a voľný chlór sa nezistil ani v jednej vzorke. Vody neogénneho nadložia majú svoj pôvod v infiltrovaných vodách a sú charakteristické pre čisto soľné ložiská.

Vody v *podloží soľného ložiska* sú podobne ako v nadloží — nátrium-chloridové, majú však nižšiu mineralizáciu a pomerne vysoký obsah Fe (až 540 mg/l). Podľa pomeru $Cl' : Br'$ (okolo 5000) aj ony majú svoj pôvod vo vodách infiltrovaných. Agresívne na Ca a Fe boli z nadložia len vody jedného horizontu vrtu Zb-30 (339—343 m), vody z podložia ložiska sú agresívne.



Obr. 3. — Kolísanie obsahu aniónov Cl^- v priebehu čerpania na vrte Zb-30. 1 — zvodnený horizont v hĺbke 95,0—99,5 m; 2 — v hĺbke 124,5—169,7 m; 3 — v hĺbke 273,0—275,6 m; 4 — v hĺbke 339,0—434,0 m; 5 — v hĺbke 614,0—680,0 m

V priebehu čerpania sa obsah jednotlivých komponentov vo vode v niektorých prípadoch značne menil. Podrobne bol sledovaný obsah aniónov Cl' u niektorých horizontov. U horizontov v hĺbke 9,5—99,5 m a 124,5 až 169,7 m na vrte Zb-30 sa pomerne rýchle ustálil obsah aniómov Cl', čo svedčí o tom, že horizonty sú rozsiahlejšie a samostatné. U ostatných sledovaných horizontov (i u podložného) sa takéto ustálenie nezistilo, čo svedčí o väčšom členení horizontov, alebo o rôznom stupni mineralizácie i v tom istom horizonte.

Záverom treba uviesť, že všetky podzemné vody od hĺbky cca 50 m možno zaradiť medzi vody minerálne, slaného typu. Do oblasti ložiska dostali sa infiltráciou prostých vôd a tam mineralizovali. Podrobný rozbor z jednotlivých miest v určitom časovom rozpätí ukázal, že v nadloží ložiska existuje systém zvodnených horizontov, charakteristických vlastným chemickým zložením, pričom aj v rámci toho istého horizontu môže byť chemické zloženie vody odlišné. Je to spôsobené tým, že horizonty sú nasýtené vodou, ktorá bez umelých zásahov má minimálny pohyb a udržuje si mineralizáciu prostredia, v ktorom sa nachádza.

Záver

Hydrogeologickým prieskumom sa zistilo, že vlastné soľné ložisko Zbudza je suché. V nadloží ložiska je rad zvodnených horizontov viažúcich artézske vody s negatívnou výtlačnou výškou. Aj podložie ložiska je zvodnené. Preto môžeme hydrogeologické pomery ložiskového územia označiť ako veľmi obťažné, hlavne v dôsledku zvodnenia všetkých poréznych horizontov v nadloží a podloží ložiska a priameho hydraulického spojenia nadložných zvodnených horizontov s alúviom. Za priaznivý faktor možno označiť malú priepustnosť zvodnených horizontov. Avšak ani tieto hydrogeologické pomery podstatne neovplyvnia expoatáciu ložiska, ovšem ak nadložné a podložné vody budú dostatočne izolované a nebudú odvedené do ložiska.

LITERATÚRA

[1] Buday T., 1959: Přehled vývoje neogénu Západních Karpat. Časopis pro mineralogii a geologii č. 4, Praha. — [2] Džubera A., 1962: Záverečná zpráva a výpočet zásob Zbudza — soľ kamenná so stavom 31. 12. 1961. Rukopisná zpráva; archív GP Žilina. — [3] Gašparíková V., 1961: Zpráva o mikropaleontologickom vyhodnotení vrtov v okolí Zbudza za r. 1960 a 1961. Rukopisná zpráva, archív GP, záv. Spišská Nová Ves. — [4] Homola V., 1954: Geologie východoslovenské neogenní pánve. Rukopisná zpráva; archív ČND, n. p., Hodonín. — [5] Janáček J., 1958: Nové ložisko soli na východním Slovensku. Geologické práce, Zprávy 15, Bratislava. — [6] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleografie neogenu východního Slovenska. Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [7] Janáček J., 1960: Geologické poměry solného ložiska u Michalovců na vých. Slovensku. Geolog. práce, Zprávy 20, Bratislava. — [8] Porubský A., 1958: Hydrogeologické pomery Východoslovenskej nížiny. Sborník ÚSG č. 3, Žilina. — [9] Seneš J. — Švagrovský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geolog. práce, Zošit 46, Bratislava. — [10] Struňák V., 1961: Hydrogeologické pomery alúvia Laborca v úseku Michalovce—Strážske. Rukopisná zpráva; archív GP n. p. Žilina. — [11] Struňák V., 1961: Pozorovacie sondy v kvartérnych náplavoch Laborca v úseku Michalovce—Humenné. Rukopis. zpráva. Archív GP n. p. Žilina.

M. RAČICKÝ—T. REPKA

HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE AUF DER STEINSALZLAGERSTÄTTE ZBUDZA IN DER OSTSLOWAKEI

Im vorliegenden Artikel werden hydrogeologische Verhältnisse auf der Steinsalzlagerstätte Zbudza in der Ostslowakei übermittelt.

Im studierten Gebiet konnte man folgende Wässer ausgliedern: quartäre Alluvialwässer, Wässer der neogenen hangenden Schichten der Salzlagerstätte und Wässer im Liegenden der Lagerstätte.

In hangenden neogenen Schichten treten wasserleitende Horizonten auf, welche aus dem naheliegenden Alluvium direkt gespeichert sind. Eine direkte Verbindung des liegenden und des hangenden Horizontes mit der Lagerstätte wurde diesbezüglich nicht festgestellt. Die Lagerstätte bleibt ganz wasserfrei, trocken.

In chemischer Hinsicht kann man einige Grundwassertypen unterscheiden: die des Alluvium, der liegenden und der hangenden Schichten der Lagerstätte. Die aus dem Alluvium gehören zum Kalzium-hydrokarbonatischen und zum Natrium-hydrokarbonatischen Typ. Die hangenden wie auch liegenden Wässer der Lagerstätte sind vom Natrium-Chlorid-Typus und infolge des hohen Mineraliengehaltes kann man sie eigentlich als Mineralwässer bezeichnen.

JOZEF FIDES

PROBLÉMY ZISŤOVANIA ZÁKLADNÝCH HYDRAULICKÝCH PARAMETROV V LOŽISKOVOM HYDROGEOLOGICKOM PRIESKUME

Úvod

Rozvoj hydrogeológie v posledných rokoch podmienil jej formovanie do dvoch častí: geologickej — geológie podzemných vôd a geologicko-technickej čiže inžinierskej hydrogeológie (G i r i n s k i j, 1959). Obdobná situácia je aj u nás, hoci o významnejšom rozvoji hydrogeológie u nás možno hovoriť prakticky len za posledných 10 rokov.

Na doterajších hydrogeologických konferenciách (Karlove Vary 1961, Ostrava 1962) sme sa prakticky zaoberali iba geológiou podzemných vôd, pričom sa otázkam inžinierskej hydrogeológie (v zmysle geologicko-technickej hydrogeológie) nevenovala žiadna pozornosť. Dnes však už nemožno odkladať všetky problémy geologicko-technickej hydrogeológie iba na metodické konferencie. Z toho dôvodu zameriam v tomto príspevku pozornosť na najpálčivejšie otázky ložiskového hydrogeologického prieskumu.

Základnou časťou hydrogeologických výskumov sú terénne a laboratórne filtračné výskumy, v procese ktorých sa zisťujú koeficient filtrácie a vododajnosti, ako aj mocnosť zvodnených hornín — základné parametre pre odvodňovanie ložísk a určenie veľkosti prítoku do banských diel (G i r i n s k i j, 1959). Z tejto širokej problematiky si všímam iba prvú časť.

Určovanie filtračného súčiniteľa

Od detailného hydrogeologického prieskumu najmä ložísk s komplikovanými hydrogeologickými pomerami sa vyžaduje, okrem iného, zistenie koeficientu filtrácie, ktorý je jedným z najdôležitejších parametrov, ba možno povedať základným parametrom pre hydrotechnické výpočty najmä v oblasti odvodňovania. Filtračný súčiniteľ možno zisťovať najrozličnejšími metódami. Pre ložiskovú hydrogeológiu sú však zatiaľ prakticky dostupné iba tieto 3 spôsoby: 1. výpočtami

z empirických vzťahov na základe granulometrického rozboru horniny; 2. pomocou laboratórnych zariadení, tzv. priepustomerov najrozličnejších typov a konštrukcií, v ktorých sa vytvára filtračné prúdenie cez vzorku za stáleho alebo premenlivého spádu, z výsledkov ktorých sa potom vypočíta hodnota filtračného koeficienta; 3. v prirodzených podmienkach čerpacími skúškami.

O prvých dvoch spôsoboch zmienim sa iba stručne. Spravidla spočívajú na presnom zistení filtračného súčiniteľa v jemnozrnných klastických sedimentoch — jemnozrnných pieskoch. Tieto sú napríklad na uhoľných ložiskách uložené vo väčších hĺbkach pod terénom a obyčajne nasýtené tlakovou vodou. Preto nateraz nie je technicky vyriešený problém odberu neporušených vzoriek, prípadne vzoriek nepreplavených pieskov. Nanajvýš sa v niektorých prípadoch podarí získať vrtné jadro z určitých polôh pieskov pri vŕtaní ílovitým výplachom. Nie je to však profil celou vrstvou, takže granulometrické analýzy majú len „bodovú" platnosť. Obdobne je to aj s výsledkami získanými na vzorkách, u ktorých sa určoval koeficient filtrácie pomocou priepustomerov. Prichodí teda iba konštatovať, že hodnoty filtračného súčiniteľa, získané výpočtami z empirických vzorcov na základe granulometrických analýz, ako aj hodnoty získané z laboratórnych meraní na priepustomeroch majú nateraz charakter informatívnych orientačných údajov.

Pre úplnosť treba ešte povedať, že klastické sedimenty hlavne terciérnych a mladších geologických útvarov sa vyznačujú značnou anizotrópnosťou v smere horizontálnom i vertikálnom. Za takejto situácie nedávajú uvedené dve metódy spoľahlivých výsledkov, aspoň nie dovtedy, kým sa nebudú vyhodnocovať vhodnými elektrokarotážnymi metódami. V tomto smere sa rysuje sľubná perspektíva, pretože karotáž má všetky predpoklady pre detailné „vychytanie" anizotrópnosti skúmaného obzoru a môže dokonca určiť optimálnu polohu filtra pre vlastné odvodňovanie.

V súčasnom období sa za najspoľahlivejšie výpočty koeficienta filtrácie považujú hodnoty získané v prirodzených podmienkach, t. j. v teréne čerpacími skúškami. Vzorce pre vyhodnocovanie čerpacích skúšok, ktoré sa bežne používajú, boli prevažne odvodené pre dokonalú priepustnosť filtra so zavedením určitých zjednodušujúcich predpokladov, na čo už poukázali viacerí autori.

Vstupný odpor filtra ako negatívny faktor

V ďalších úvahách sa budem podrobnejšie zaoberať jedným závažným nedostatkom, ktorého sa v hydrogeológii, najmä ložiskovej, pri používaní týchto vzorcov dopúšťame: *aplikujeme ich totiž bez uvažovania vstupného odporu filtra,* ktorý spravidla je značný a skresľuje výsledky čerpacích skúšok.

Skôr než daný problém rozvediem, aspoň stručne popíšem technológiu vystrojovania hydrogeologických — čerpacích — vrtov i vlastnú metodiku.

S rozširovaním ťažobných kapacít do hydrogeologicky menej priaznivých častí známych uhoľných ložísk, prípadne na ložiská novoobjavené stala sa v posledných rokoch potreba ložiskového hydrogeologického prieskumu veľmi naliehavou. Pri aplikácii metód hydrogeologického prieskumu z malých hĺbok v oblasti kvartéru na väčšie hĺbky stretávame sa s radom ťažkostí, ktoré dodnes nie sú technicky vyriešené natoľko, žeby zabezpečovali kvalitný hydrogeologický prieskum.

Spočiatku sa používala *metóda hydrogeologických krížov,* t. j. jeden čerpací vrt s dvoma-troma vrtmi pozorovacími v jednom, prípadne viacerých lúčoch. Keďže išlo o metódu značne nákladnú a zdĺhavú, upustilo sa od nej a prešlo sa na *metódu sólových hydrogeologických vrtov.* Jednotlivé zvodnené horizonty sa začali skúšať najskôr „zhora dole", v súčasnosti sa viac uplatňuje metóda „zdola hore", označovaná ako „naftársky spôsob".

Najzávažnejším nedostatkom všetkých týchto metód je zlá kvalita vlastného filtra.

Pri metóde „zhora dole" sa používajú pažnice so štrbinovou perforáciou buď frézovanou, alebo pálenou autogénom. V najlepšom prípade sa dosahuje (u žilinského Geologického prieskumu) perforácia v hodnote necelých 13 %, obyčajne však iba okolo 8 % u frézovanej perforácie; u perforácie pálenej autogénom dokonca ešte menej. Za takéhoto stavu sa značne uplatňuje vstupný odpor filtra, ktorý na sólových vrtoch nemožno prakticky zistiť.

Je známe, že aj u veľmi dobrých filtrov sa vyskytuje tzv. *hladinový skok* (rusky „skačok"), to znamená nižší stav hladiny vo vrte (pri čerpacej skúške) než na plášti filtra. Hodnota hladinového skoku závisí od zníženia s, výdatnosti Q, priemeru vrtu d a filtračného súčiniteľa. Hodnotu hladinového skoku však ovplyvňuje, a to v podstatnej miere, kvalita použitého filtra. Skok je tým väčší, čím väčší je tzv. vstupný odpor filtra. Preto u zlých filtrov s veľkým vstupným odporom sa dosahujú značne skreslené výsledky.

Pre ilustráciu malý príklad:

Čerpacou skúškou v hydrogeologickom vrte bolo zistené $Q = 205{,}5$ m^3/deň pri nameranom znížení $s = 6$ m. Skúšal sa zvodnený horizont s vodným stĺpcom $H = 60$ m. Vrt bol vystrojený perforovanými pažnicami priemeru 152 mm. Pri predpokladanom polomere dosahu $R = 100$ m vychádza hodnota filtračného súčiniteľa $k = 0{,}69$ m/deň. Ak by zníženie malo hodnotu $s = 2$ m pri všetkých ostatných hodnotách rovnakých, potom má filtračný súčiniteľ hodnotu $k = 2{,}00$ m/deň.

Námietka, že tento príklad je teoretický a v skutočnosti sa nevyskytuje, vôbec neobstojí. Uvediem aj konkrétny príklad z Juhoslovenskej uholnej panvy. Na hydrogeologickom kríži pri obci Selce sme uskutočnili dlhodobé čerpacie skúšky na štyri postupne sa zväčšujúce zníženia. Skúšaný bol zvodnený horizont nadslojových a medzislojových kremitých pieskov (spodný helvét) o celkovej mocnosti okolo 10 metrov. Jeho bezprostredné podložie i nadložie tvoria nepriepustné íly, ktoré podmieňujú vytvorenie zvodneného horizontu s tlakovou vodou; pretlak na nepriepustný strop činil pred započatím čerpacích skúšok okrúhle 42 metrov v čerpacom vrte. Čerpací vrt bol odvŕtaný priemerom 600 mm, vystrojený rúrami priemeru 370 mm, ktoré boli v úrovni zvodnených pieskov perforované štrbinovou perforáciou ani nie 7 %-nou. Medzikružie bolo obsypané štrkom zrnitosti 3—8 mm.

Priemerná hodnota filtračného súčiniteľa zo štyroch znížení počítaná podľa vzorca pre samotný čerpací vrt je $k = 2{,}55$ m/deň.

Keďže sme mali k dispozícii výsledky znížení na pozorovacích vrtoch, mohli sme posúdiť pomery výpočtom filtračného súčiniteľa len v pozorovacích vrtoch. K výpočtu sa použil bežne známy Dupuitov vzorec. Hodnota filtračného súčiniteľa takto počítaná z dvojíc pozorovacích vrtov je asi $k = 8{,}30$ m/deň, čo je viac než trojnásobok oproti vyššie uvedenej hodnote. Tieto rozdiely sú zrejme spôsobené nevhodným filtrom s veľkým vstupným odporom. Geologické pomery totiž vylučujú interpretovať tieto rozdiely iba zmenou granulometrického zloženia. Rozdiely sú spôsobené veľkými rozdielmi medzi meranou hodnotou zníženia hladiny v čerpacom vrte a skutočnou hodnotou zníženia tlaku na plášti vrtu.

Pri spätnom výpočte zníženia vychádza v našom prípade pre prvé zníženie hodnota $s = 2{,}2$ m oproti 6,6 m, ktorá bola skutočne nameraná v čerpacom vrte.

Obdobný pomer, t. j. vypočítaná hodnota zníženia s, sa rovná asi jednej tretine nameranej hodnoty, vychádza aj pre ostatné 3 zníženia.

Aj keď berieme posledné údaje so značnou rezervou, pretože neboli namerané priamo, je zrejmé, že *filtre s veľkým vstupným odporom sú zdrojom závažných*

chýb pri vyhodnocovaní čerpacích skúšok na osamelých čerpacích vrtoch. Treba dodať, že od presnosti určenia filtračného súčiniteľa záleží v konečnej fáze často rozhodnutie o tom, či sa ložisko dá ekonomicky odvodniť, a teda aj dobývať, alebo či odvodňovanie bude natoľko nákladné, že znemožní ekonomickú exploatáciu ložiska.

Na presnosti určenia filtračného súčiniteľa záleží zvlášť pri nižších hodnotách. Množstvo vody čerpanej z vrtu je okrem iného priamo úmerné hodnote filtračného súčiniteľa. Je teda podstatný rozdiel, či filtračný súčiniteľ vodonosného horizontu má hodnotu $k = 2{,}5$ m/deň alebo $k = 8{,}3$ m/deň. Tieto údaje majú ďalekosiahly význam pre projekciu odvodňovania a prirodzene aj pre jeho realizáciu. Podobne je veľký rozdiel, či z odvodňovacieho vrtu možno čerpať pri určitom znížení 500 m^3 alebo 1500 m^3 vody denne (v dôsledku zhruba 3× vyššej hodnoty filtračného súčiniteľa v skutočnosti na rozdiel od údajov zistených nekvalitným prieskumom).

Podľa G a v r i l k a (1961) vrty v klastických sypkých sedimentoch vyžadujú v každom prípade výstroj v podobe filtra, použitie ktorého však nutne vedie k zmenšeniu výdatnosti vrtov. V súčasnom období sa pre výpočet výdatnosti vrtov v rozličných podmienkach používajú vzorce, ktoré Gavrilko schematicky vyjadruje:

$$Q = \frac{A}{G + \xi} \tag{1}$$

kde A — vyjadruje priepustnosť vrstvy a hodnotu zníženia hladiny; G — filtračný odpor závisiaci od geometrie vodonosného horizontu v teréne, schémy umiestnenia vrtu ako aj jeho priemeru; ξ — filtračný odpor podmienený nedokonalosťou vrtu.

Filtračný odpor závisiaci od geometrie vodonosného horizontu a polohy vrtu v Dupuitových vzorcoch je vyjadrený vzťahom lg R — lg r. Touto veličinou sa ďalej nezaoberám, pretože obvykle nie je v moci hydrogeológa ovplyvniť ju, aspoň jej funkčné pôsobenie nie.

Podrobnejšie treba si všimnúť filtračný odpor podmienený nedokonalosťou vrtov. G a v r i l k o správne uvádza, že

$$\xi = \xi\,\text{úv} + \xi\,\text{f} \tag{2}$$

kde ξ *úv* — časť odporu závisiaca od stupňa odkrytia vrstvy, t. j. od úplnosti vrtu; ξ *f* — časť odporu závisiaca od charakteru odkrytia vrstvy alebo vlastný odpor filtra. Treba konštatovať, že v súčasnom období pre stanovenie hodnôt ξ *úv* ako aj ξ *f* nie sú dostatočne spoľahlivé vzorce.

Hodnota ξ*úv* je vzorcoch viacerých autorov rozlične zohľadnená. Zásadne zatiaľ platí, že pre vrt prehĺbený na celú mocnosť zvodneného horizontu, t. j. pre úplnú studňu odpor závislý od úplnosti vrtu je nulový: ξ úv = 0. Každý vrt vyhĺbený v sypkých klastických sedimentoch je pred čerpacími skúškami vystro-

jený filtrom, to znamená, že v každom takomto vrte sa uplatňuje odpor vlastného filtra — ξ_f.

Štúdiom problému odporu filtrov sa zaoberali početní výskumníci, avšak zatiaľ sa nedospelo k dostatočne vhodnému riešeniu.

Základné požiadavky na kvalitu filtrov a metodiku ložiskového hydrogeologického prieskumu

Odpoveď na otázku, čo spôsobuje vlastný odpor filtra, je veľmi obťažná, pretože odpor filtra závisí od jeho konštrukcie. Čo teda platí pre jeden druh a typ, nemusí platiť pre iný. Zásadne možno konštatovať, že *so zväčšovaním celkovej plochy všetkých otvorov filtra zmenšuje sa odpor filtra a zväčšuje sa teda výdatnosť vrtu.* Podľa Gavrilka nezáleží na tvaroch perforačných otvorov.

Zahraniční autori požadujú maximálne možnú perforáciu, pričom doporučujú, aby minimálna hodnota perforácie neklesla pod 20 %. Louda (1961) teoreticky zdôvodňuje požiadavky na perforáciu a udáva jej potrebnú hodnotu na 20 až 22 % celej plášťovej plochy. Úvahy o voľbe percenta perforácie majú vplyv nielen na dosahovanú ťažobnú schopnosť zachytávacieho zariadenia, ale aj na presnosť vyjadrenia veľkosti filtračného súčiniteľa zvodneného prostredia. Perforácia z hľadiska hydraulického je jednoznačná, ak uvážime, že jej veľkosť limitujúca k nule nesie so sebou zároveň otázku počtu studní limitujúcich k nekonečnu.

Louda (1961) ovšem pri svojich požiadavkách vychádza v ústrety aj technickým možnostiam a rieši aj problém statickej pevnosti vlastného filtračného plášťa. Skutočnosť je totiž taká, že podzemná voda pri prúdení v klastických sypkých horninách filtruje celým profilom; ináč povedané pri prúdení vody sa uplatňuje tzv. účinná pórovitosť celého profilu. Zdôvodnenie požiadavky na perforáciu hodnotou účinnej pórovitosti nie je celkom na mieste preto, lebo teoreticky v takomto prípade sa uplatňuje účinná pórovitosť len v tej časti zvodneného prostredia, ktorá bezprostredne súvisí s perforovanou časťou, prípadne aj časť v bezprostrednej blízkosti perforačných otvorov. Z toho vyplýva *opodstatnenosť požiadavky na maximálne možnú perforáciu hydrogeologických vrtov.*

Žiaľ, prevažná časť v súčasnom období realizovaného ložiskového hydrogeologického prieskumu nevyhovuje pre nevhodné vystrojovanie hydrogeologických vrtov (na Slovensku i v Ostrave), lebo v žiadnom prípade sa nepoužili filtre s perforáciou viac ako 13 %.

Osobitnú pozornosť si zasluhuje otázka *naftárskeho spôsobu skúšania* vodonosných horizontov. Otváranie horizontov kumulatívnymi perforátormi, ktorými sa dosahujú v malých priemeroch pažníc (133 mm) iba desatiny procenta perforácie, je absolútne nedostatočné pre detailný ložiskový hydrogeologický prieskum. Výsledky získané takouto metódou na osamotených hydrogeologických vrtoch predstavujú len orientačné údaje, najmä v horninách s prielinovou priepustnosťou. Výsledky sú naviac skresľované tým, že sa neperforuje celá mocnosť vodonosného horizontu, čo skresľuje výsledky odporov z titulu neúplnosti vrtu (a naviac sa vo výpočtoch s nimi neuvažuje).

V záujme skvalitnenia hydrogeologického prieskumu je bezpodmienečne potrebné požadovať filtre s maximálnou perforáciou, pričom za minimum možno pripustiť pre jemnozrnné piesky pažnice s perforáciou 20 %. Ak prevádzka nebude schopná takéto požiadavky zabezpečiť, treba sa vrátiť aj v ložiskovom hydrogeologickom prieskume k metóde hydrogeologických krížov aspoň v najjednoduchšej podobe, t. j. s jedným čerpacím vrtom a aspoň jedným lúčom s dvoma-troma pozorovacími vrtmi. V krajnom prípade možno použiť, ovšem pre nie príliš hlboké čerpacie vrty, jeden pozorovací tzv. „zapažnicový vrt".

Dnes všeobecne platí, že najpresnejšie hodnoty hydraulických parametrov sa získajú z čerpacieho vrtu s dvoma pozorovacími vrtmi. Ak je tomu tak, treba takúto metodiku dôsledne uplatňovať aj v ložiskovom hydrogeologickom prieskume, najmä na ložiskách s komplikovanými pomermi, kde sa nedá použiť metóda sólového čerpacieho vrtu doplneného pozorovacím (zapažnicovým) vrtom v jeho tesnej blízkosti. Úspory v súčasnom období vykazované sú len zdanlivé a môžu byť príčinou nepríjemných prekvapení, v lepšom prípade si vynútia opakovanie hydrogeologického prieskumu.

Záver

Zisťovanie filtračného súčiniteľa čerpacími skúškami v ložiskovej hydrogeológii je v súčasnosti poznačené značnými chybami, spôsobenými nedokonalosťou výstroja čerpacích vrtov. Neznalosť miery chýb situáciu iba zhoršuje. Závažným nedostatkom je však najmä skutočnosť, že hydrogeológovia sa s takouto praxou uspokojujú, v mnohých prípadoch dokonca ju odobrujú. Svedčí to o neznalosti problematiky, podmienenej zrejme nedostatočnou odbornou prípravou a nekritickým preberaním cudzích poznatkov bez ohľadu na podmienky, v ktorých sa aplikácia uskutočňuje.

V krátkom príspevku som mohol poukázať aspoň na najdôležitejšie otázky, ktoré, domnievam sa, dostatočne objasnili vplyv výstroja čerpacích vrtov na kvalitu stanovenia filtračného súčiniteľa v ložiskovom hydrogeologickom prieskume. Vyskytujúce sa nedostatky možno odstrániť v podstate dvojakým spôsobom: na požadovanú mieru (aspoň 20 % perforácie) zlepšením kvality filtrov v sólových hydrogeologických vrtoch, alebo doplnením čerpacích vrtov vhodne rozmiestenými pozorovacími vrtmi (ideálna by bola kombinácia). V každom prípade je na hydrogeologickej službe, aby si metodiku i kvalitu technických prác predpisovala a dôsledne trvala na svojich požiadavkách.

LITERATÚRA

[1] Benetín Ján, 1958: Pohyb vody v zemine. SAV, Bratislava. — [2] Gavrilko V. M., 1961: Filtry vodozabornych, vodoponiziteľnych i gidrogeologičeskich skvažín. Moskva. — [3] Girinskij N. K., 1959: Rol' dinamiki podzemnych vod v gidrogeologii mestorožděnii poleznych iskopajemych. Voprosy gidrogeologii i inžinernoj geologii. Moskva. — [4] Louda

Karel, 1961: Vliv perforace studňových plášťů na těžební schopnost. Vodní hospodářství 1/1961. Praha. — [5] Skaballanovič I. A., 1960: Gidrogeologičeskije rasčety po dinamike podzemnych vod. Moskva.

JOZEF FIDES

ZUR FESTSTELLUNG DER HYDROGEOLOGISCHEN GRUNDPARAMETER IN DER HYDROGEOLOGISCHEN LAGERSTÄTTENFORSCHUNG

Im vorliegenden Artikel wird ein wichtiges Problem der Ingenieurhydrogeologie bei der hydrogeologischen Lagerstättenerforschung behandelt, nämlich: die Feststellung der Filtrationsparameter durch Schöpfenproben im Terrain. Der Verfasser beschäftigt sich besonders mit dem Einfluss der Ausrüstung der hydrogeologischen Bohrgeräte auf die erzielten Ergebnisse und behandelt dabei auch die eigentliche Methodik der hydrogeologischen Lagerstättenforschung.

Mangelhafte und nicht entsprechende Ausrüstung der hydrogeologischen (Pump-) Bohrgeräte kann durch mangelhafte Perforation der Filter verursacht werden. Dadurch leisten Filter zu hohen Widerstand beim Speichern, was zu falschen Angaben über den Filtrationsparameter führt. Während der langfristigen Pumparbeiten am hydrogeologischen Kreuzweg bei Selce im Südslowakischen Kohlenbecken wurde diese Ansicht nicht nur theoretisch, sondern auch praktisch bestätigt.

Als mangelhaft und ungeeignet zeigte sich die Erschliessung der wasserführenden Horizonte mit Hilfe der kumulativen Perforatoren. Daraus ergibt sich die Forderung, die Qualität der Filtergeräte in den hydrogeologischen Solobohrungen (minimals bis auf 20 % der perforierten Fläche) zu erhöhen, bzw. solche Bohrungen noch durch weitere Beobachtungsbohrungen zu ergänzen.

FRANTIŠEK ŠTEIN

VODÁRENSKO-HYDROGEOLOGICKÉ PROBLÉMY NA SLOVENSKU

Úvod

Rozvoj nášho národného hospodárstva najmä od oslobodenia a v perspektíve sa prejavuje v novej koncepcii rozvoja vodného hospodárstva, ochrany a tvorby prírodného prostredia. Z komplexu vodného hospodárstva vystupuje do popredia zásobovanie vodou obyvateľstva, priemyslu a poľnohospodárstva, rozvoj vodárenstva, ktorého základom je zásoba vody v prírode a technicko-ekonomická úroveň jej získavania, distribúcie a využívania.

Podľa súčasných a výhľadových štúdií rast a pomer potreby vyjadruje tento prehľad:

Roky	1960	1970	1980
A %	100	100	100
obyvateľstvo %	15	13	12
priemysel %	80	73	63
poľnohospodárstvo %	5	14	25

Okrem týchto pomerných čísiel rozvoja vodárenstva rastúce nároky na potrebu vody vyjadruje aj rast % zásobovaných obyvateľov, potreba vody priemyslu a investičné náklady na vodárenské zariadenia. Ráta sa, že % zásobovaných obyvateľov sa zvýši zo 48 % v r. 1960 na 60 % v r. 1970; na Slovensku sa predpokladá ešte väčší trend vývoja:

Rok	1960	1965	1970	1975
% zásob. obyv.	27,5	38,1	55	70
dodávka vody v mil. m^3/rok	116,7	174	278	365

Keď k tomu pripočítame vodu pre priemysel, ktorá do roku 1975 vzrastie z dnešných asi 500 mil. m^3/rok na 3,600 mil. m^3/rok, vidíme, že celková potreba vody okolo r. 1975 sa zväčší len na Slovensku na 4—5 násobok dnešnej potreby.

Na zákade týchto hrubých informácií možno usúdiť, že hlavným činiteľom v našom prírodnom prostredí sú poznatky o rozložení a využiteľnosti zásob vody a tehnicko-ekonomická úroveň riešenia vodárenských opatrení. Úlohou hydrogeologického prieskumu a výskumu je:

a) určenie zásob podzemnej vody a základných parametrov pre bilanciu podľa povodí a geologických formácií;
b) tvorba podkladov pre optimálne využitie, t. j. technické riešenie záchytných zariadení, umelé obohacovanie zásob a režim využívania;
c) podklady a parametre pre ochranu zdrojov vody proti znečisteniu a devastovaniu;
d) účasť na technickom pokroku pri výstavbe a prevádzke vodárenských zariadení.

Náročnosť a objem týchto práce je značný. Podľa doterajších skúseností pri vodárenskej výstavbe, objem týchto prác je 5—8 % investičného nákladu. Vývoj vodárenských investícií a potreby hydrogeologického prieskumu u nás charakterizujú tieto údaje:

Obdobie	1953—57	1958—63	1964—70
Objem vodárenských investícií v mil. Kčs	1404	2821	4500
Ročný priemer mil. Kčs	288	470	640
Náklady na prieskum v mil. Kčs	70—110	140—230	220—360
Ročný priemer mil. Kčs	14—22	28—46	45—72

Vo vodárenstve, najmä pri zásobovaní pitnou vodou je prirodzená a odôvodnená snaha využívať v prvom rade prirodzené, čisté podzemné vody, ktoré sú vo väčšine hygienicky nezávadné a využiteľné bez technologickej úpravy. Doteraz je podiel podzemnej vody pri vodárenskej dodávke vody 62—65 %, okolo r. 1970 sa predpokladá okolo 60 %. Podľa reálnych odhadov sa doteraz využíva iba $^1/_3$ zásob podzemnej vody a v blízkej budúcnosti sa tento podiel zvýši na $^2/_3$ (t. j. dvojnásobne).

Z hľadiska vodárenského využívania môžeme rozdeliť úlohy a problémy hydrogeológie podľa spôsobu využívania zásob podzemnej vody, t. j. na časť, ktorá sa týka prameňov a časť zvislých záchytných objektov — studní.

Hydrogeologické problémy pri vodárenskom využívaní prameňov

Prvý ucelený orientačný prieskum prameňov podzemnej vody sa vykonal pre ŠVP v roku 1948—49. V ďalšom sa ujali tejto práce Hydrometeorologický ústav, Riaditeľstvo vodohospodárskeho rozvoja a Krajské vodohospodárske rozvojové a investičné strediská ako vodohospodárske organizácie, ktoré majú na starosti doplňovanie ŠVP, prípravu štúdií podľa povodí a podklady pre konkrétne investičné zámery.

Podľa štúdie RVR v Bratislave z roku 1962 je prehľad známych prameňov na Slovensku tento:

Povodie	Využité		Všetky spolu	
	počet	min. l/s	počet	min. l/s
Morava	3	11,9	79	443,3
Dolný Váh	58	317,1	190	1364,2
Horný Váh	70	312,7	402	3733,6
Nitra	31	209,7	137	1039,4
Hron	109	589,6	347	2368,6
Ipeľ	18	23,2	97	95,8
Slaná	15	276,3	175	1889,0
Hornád	23	138,1	48	533,6
Bodrog	33	22,4	97	123,2
Poprad	14	122,7	50	557,6
Spolu:	374	2024,1 l/s	1622	12148 l/s

Na prvý pohľad by sa zdalo, že vody prameňov môžu kryť aj celkovú výhľadovú potrebu pitnej vody (365 mil. m^3/rok, t. j. 11,8 m^3/s priemerného prítoku). Avšak vzhľadom na rozloženie prameňov a ich využiteľnosť je možné rátať najviac iba s 30 %-ným využitím. Keď zvažujeme markantné výhody optimálneho využívania prameňov, treba poukázať najmä na ekonomickú a hygienickú stránku. Celkové náklady na jeden l/s dodanej vody sú 10—20 000 Kčs oproti 63—120 000 korún (na jeden l/s upravovanej vody).

Hlavnou zásadou využívania prameňov je poznanie ich režimu, využiteľnosti a správne riešenie zachytenia z hľadiska ekonomiky prevádzky a ochrany zdroja vody. Pri doterajšom prieskume prameňov sme sa obmedzovali na pozorovanie výdatnosti, teploty a občasné rozbory vody bez štúdia užšej spojitosti prameňa s povodím a geologickou formáciou. Veľkým nedostatkom je, že účelový prieskum prameňov robí niekoľko organizácií s rôznym zameraním a nie jednotným spôsobom. Zlepšenie tejto praxe možno očakávať od vydania odbornej normy „Jímání a odběr vody", ktorá sa pripravovala v r. 1963.

Prameň podzemnej vody je v určitom vzťahu k svojmu vodozbernému územiu,

pričom z hľadiska využiteľnosti a návrhu záchytných zariadení ide najmä o dostatočné osvetlenie otázky možnosti, akosti vody, stálosti, t. j. o: a) *geologické a hydrogeologické pomery* vodozberného územia a bližšieho okolia vo vzťahu k pomerom klimatickým, hydrologickým, pričom je veľmi dôležité čo možno najpresnejšie určiť oblasti a zdroje napájania; b) *režim pohybu vody, skladba a zrnitosť vodonosných formácií* pri objasnení aspoň hlavných závislostí zmien kvality vody na geologickej skladbe prostredia a režime vody vo vodonosných vrstvách. Doteraz je problémom tieto otázky osvetliť a vyjadriť takými parametrami, ktoré by sa mohli účinne využiť pri riešení zachytenia a využívania vody.

Veľmi náročnou a problematickou úlohou je výstižné objasnenie *hydrogeologického režimu prameňa*, t. j. určenie geologického a orografického vodozberného územia, oblastí a zdrojov napájania a z toho potom vyplývajú problémy a nedokonalosti pri určovaní ochranných pásiem a zdrojov znečistenia. Tieto vzťahy sú o to dôležitejšie, že naše územie a rieky sú stále viac znečisťované. V odpadových vodách i exhaláciách je rad toxických látok, ktoré prenikajú zeminou a môžu znehodnotiť horizonty podzemnej vody. Ide najmä o organické a anorganické látky, ktoré zapríčiňujú toxicitu, zápachové a chuťové závady ako sú: oleje, pohonné látky, fenoly, detergenty, chemikálie proti škodcom, farbivá, zlúčeniny ťažkých kovov a pod. a nie v poslednom rade i látky rádioaktívne. Okrem toho zjavne sa zhusťuje zaťaženosť územia stavebnými akciami, sídliskami, banskými dielami, závlahami, používaním chemikálií a turistickým ruchom (Štein 1963).

Veľká väčšina vodárenských prameňov bola zachytená podľa miestnych praktických poznatkov, pričom konštrukčné riešenie, využitie výdatnosti, ochrana prameňa nezodpovedá novším náročným požiadavkám. U väčšiny vodární je aktuálna rekonštrukcia zachytenia prameňov, revízia ochranných pásiem a revízia činnosti v pramennej oblasti. Z hľadiska zlepšenia prevádzky vodárne by sa žiadalo dôsledne objasniť hydrogeologické závislosti medzi zmenami výdatnosti a kvality vody a klimatickými i hydrologickými pomerami oblasti, na základe čoho by bolo možné s určitou pravdepodobnosťou predpovedať výdatnosť a zmeny kvality (podľa zrážok, odtoku a ročnej doby). Tu treba poznamenať, že v našej vodárenskej praxi sa opustili staré dobré zvyky mať v pramenisku meteorologické pozorovacie stanice, konať merania a výsledky pravidelne vyhodnocovať. Nazdávam sa, že úmerne s rastom nárokov na vodu a využívanie vody v prírode urýchlene treba zaviesť v každej vodárni primeraný systém pozorovaní a meraní, ktoré by sa spracovali a vyhodnocovali v úzkej spolupráci s odbornými organizáciami (zrážky, výpar, stavy hlavne podzemnej a povrchovej vody, ostatné meteorologické údaje, prevádzkové údaje a kontrolné rozbory vôd). Nebolo by od veci, keby sa pre každú vodáreň vypracoval „Plán pozorovaní a meraní" a to za spolupráce hydrogeologického prieskumu a KVRIS-u, ktorého výsledky by sa spracovali a vyhodnocovali jednak pre vodozbernú oblasť vodárne jednak pre väčšie územné celky (povodie).

Je známe, že vzhľadom na bezpečnosť prevádzky sa vodárenské zariadenia dimenzujú na minimálnu výdatnosť, resp. výdatnosti, ktoré sú iba na prípustný čas (niekoľko dní) podkročené. Dôsledkom toho je, že pri výkyve výdatnosti prameňov veľká časť vody odteká bez využitia. Stálo by za úvahu (ako sa o to pokúšajú v cudzine) nájsť spôsob, ako dosiahnuť akumuláciu vody prameňa vo vodonosnom útvare a zvýšiť vyrovnané odtoky počas celého roku. Tým by sa režim využívania už zachytených prameňov podstatne zlepšil a do prieskumu prameňov by sa vniesol nový stimul vodárenského využívania.

Osobitne náročné, zaujímavé a národohospodársky významné sú tieto otázky pri prieskume a využívaní *krasových prameňov*, ktoré majú kolísavú výdatnosť (od 1:3 až k pomeru 1:100), občasný zákal a znečistenie vody; existujú aj nejasnosti pri určovaní oblastí a zdrojov napájania.

Vodárenská prax (investori a projektanti) by uvítala, keby v dohľadnej dobe bolo možné spracovať *kataster prameňov s vyznačením hydrogeologických podmienok podľa povodí riek a geologických útvarov*. Spolu s vodárnikmi by sa žiadalo vypracovať prehľad o vodársky využiteľných prameňoch a podzemných vodách na Slovensku. Pri tejto práci okrem hydrologických a geologických závislostí je možné vysledovať aj markantné závislosti medzi zložením vody a geologickým prostredím vo vzťahu ku klimatickým, hydrologickým podmienkam a ročnej dobe (G a l l i 1962; U b e l l 1962).

Hydrogeologické problémy vodárenského využívania podzemných vôd studňami

V podstate ide o tri základné typy vôd, t. j. o vodu a) autochtónnu (pôvodnú) podzemnú; b) z brehovej infiltrácie tokov; c) z umelej infiltrácie. Pri tomto členení treba pamätať tiež na rôznu povahu vôd podľa pohybu a zloženia vôd, ktoré okolnosti sú veľmi dôležité pri stavebnom, konštrukčnom a technologickom riešení záchytných a vodárenských objektov a zariadení (G i e s l e r 1957; M e g a y 1962).

Celkove z hľadiska vodárenského hlavnými otázkami, ktoré sa opierajú o hydrogeologické poznatky sú: a) triedenie a klasifikácia zásob podzemnej vody podľa pôvodu a využiteľnosti; b) metódy prieskumu a výskumu podzemných vôd; c) vodohosp. bilancia a režim podzemných vôd povodia a oblastí; d) spôsoby využívania a ovplyvňovania zásob podzemnej vody.

Prirodzené (autochtónne) vody sú veľmi cenným „nerastom"; vo väčšine je hygienicky nezávadná a vhodná aj pre pitné účely. Je súčasťou ustálených pomerov v prírode a ide len o to poznať jej režim, podmienky využitia a spôsob ochrany proti znečisteniu alebo znehodnoteniu. Doteraz nám chýbajú ucelené poznatky o plošnom rozložení zásob tejto vody, hĺbkach, výdatnostiach a kvalite podľa hydrogeologických útvarov. Práca H y n i e h o (1950) je základnou štú-

diou, ktorú treba na základe skutočných pozorovaní a prieskumov spresniť a doplniť základnými vodohospodárskymi parametrami pre rozhodovanie o využití. Ide najmä o výdatnosti, mineralizácie, teplotu, technické parametre záchytných zariadení, vzťah k ložiskám minerálnych vôd, banským dielam, ďalej určenie ochranných pásiem, ktoré sa doteraz vytyčujú iba odhadom. Dnes už je odôvodnená požiadavka, aby sa to určovalo experimentálne alebo počtársky na základe platných závislostí pre tú-ktorú oblasť.

Pri posudzovaní kvalitatívnych závislostí pomocou chemických rozborov sa stále ešte venuje malá pozornosť biologickým procesom v jednotlivých zónach pôdneho profilu alebo geologického útvaru. Dá sa očakávať, že je veľmi zaujímavé a potrebné poznať mikrobiologické oživenie pôdy do hĺbky, zloženie biocenózy, vplyv teploty, filtračného prostredia, pričom je dôležité poznať vplyv dráhy a zdržania vody pod zemou (M e g a y 1962). Ide teda o presadzovanie metódy komplexného kvalitatívneho hodnotenia vody a jej prostredia, pričom samozrejme je ešte rad výskumných problémov, na ktorých by sa mali podieľať vodohospodári, geológovia, chemici, biológovia a iní špecialisti. Spoločným úsilím by mal vzniknúť kataster vodárensky využiteľných podzemných vôd, s vyjadrením hĺbky, výdatnosti a akosti vody. Pri tejto práci je nutné, aby sa našla vhodná metóda prieskumu, spracovania údajov a vyjadrenie výsledkov pre prax (v MLR majú spracovaný kataster „spodných vôd" a robia systematický výskum hlbinných vôd).

Vody z brehových infiltrácií sú hlavným zdrojom vody najmä väčších vodární v oblasti dolných úsekov riečnych kvartérnych náplavov, pri ktorých výdatnosti jednotlivých studní sú od 10—100 (150) l/s. Ide najmä o pririečnu zónu štrkopieskových náplavov, ktoré sú v priamej hydrodynamickej spojitosti s prietokovým režimom riek. Základnou úlohou hydrogeologického výskumu je nájsť optimálne plochy týchto zvodnených formácií, t. j. určiť oblasť napájania, intenzitu, smer filtračného pohybu vody, špecifickú výdatnosť a súvislosť režimu infiltrovanej vody s riekou. Ďalej sa žiada posúdiť hlavné závislosti zmien kvality vody v závislosti na klimatických podmienkach, prietokoch a kvalite vody v toku. Na základe týchto poznatkov sa majú určovať miesta studní, výdatnosti a spôsob ťažby vody a ochrany zdrojov vody.

Oproti doterajšej praxi, väčšinou na jednotlivých sondách, treba prejsť na prieskum ucelených formácií s jednotným hydrogeologickým režimom (Dunaj, Žitný ostrov, Trnavská tabuľa, Slov. Nové Mesto a iné.)

Hydrogeologický výskum má dať odpoveď na súbor hydrogeologických a hydrochemických otázok, ktoré ovplyvňujú riešenie *zdroja vody*. Základným údajom je závislosť vodných stavov (prietokov) rieky a stavu hladiny podzemnej vody. So vzdialenosťou od rieky v smere infiltračného pohybu dochádza k tlmeniu rozkyvov hladiny už vo vzdialenosti 300—400 m na $^1/_3$—$^1/_4$. Pre posúdenie režimu podzemnej vody má význam porovnať extrémne stavy a dlhotrvajúce stavy a tomu odpovedajúce izohydrohypsy podzemnej vody infiltrovanej oblasti. Na základe toho

pri zohľadnení morfológie nepriepustného podložia je možné hodnotiť statickú a dynamickú zásobu vody náplavu. Pri posudzovaní a výpočte zásob vody operujeme s filtračnou rýchlosťou (vf), pri posudzovaní dotokových dôb z rieky do územia je správne brať do úvahy skutočnú prietokovú rýchlosť $v = \frac{vf}{p}$, kde p je pórovitosť vodonosných vrstiev. Pre vyjadrenie výdatnosti a základných návrhových parametrov studne sú veľmi dôležité správne vykonané čerpacie skúšky (Q, h, R, k).

Pri hodnotení *kvalitatívnych závislostí* treba vychádzať z toho, že zdrojom napájania je vodný tok a pri infiltrácii sa uplatňuje celý rad vplyvov (zemný filter, teplota, zmena smeru filtrácie, čerpanie, rozkyv hladín, umelé zásahy do profilu)

Doteraz nemáme k dispozícii presné podmienky *prenikania špecifického znečistenia,* lebo výsledné vlastnosti spodnej vody sú výsledkom pôsobenia akosti povrchovej vody a infiltračného prostredia. Zmeny kvality povrchovej vody v závislosti na prietokoch sa neprejavujú priamo v zložení spodných vôd. Tieto otázky nie sú ešte objasnené podľa znečisťujúcich látok, prietokových pomerov, intenzity infiltrácie a zloženia infiltračného profilu.

Podľa doterajších náznakov na Slovensku treba upozorniť na možnosť kontaminácie podzemných vôd organického i anorganického pôvodu. Hlavným zdrojom znečisťovania a tým aj nebezpečnými pre podzemné vody sú odpadové látky z priemyslu chemického, celulózového, rafinérií minerálnych olejov, potravinárskeho priemyslu a odvádzaných znečistených komunálnych vôd. Mnohé organické látky majú schopnosť pri infiltrácii prechádzať i v nezmenenej forme až k podzemným vodám (napr. sírany, dusičňany, zlúčeniny chlóru, fluoridy, ďalej kovy Cu, Mn, Cr, As atď., čím zvyšujú obsah zložiek na neprípustnú mieru). Z organických látok mnohé síce podliehajú oxydo-redukčným pochodom, ich splodiny prejavia sa vo zvýšenom obsahu organických látok v mg/l O_2, dusitanoch, dusičňanoch, alebo amoniaku a fosforečňanoch, čo sú obdobne zložky závadné. Treba vyzdvihnúť ešte deriváty uhlovodíkov (nafty, benzínov a olejov), ktoré za dlhý čas priesakom do podložia nepodliehajú zmenám, sú ľahko unášateľné podzemným ronom vody a môžu sa objavovať aj vo vzdialenejších miestach, pričom sú ťažko odstrániteľné a vody sa stávajú nepoužiteľnými. Z hľadiska ochrany máme ešte málo priamych pozorovaní a výskumných výsledkov, pomocou ktorých by bolo možné predom hodnotiť vplyv znečistených povrchových vôd na podzemné vody infiltračnej oblasti (Štein 1963). Toto je potrebné najmä pri umelej infiltrácii, pomocou ktorej bude možné a potrebné umele obohacovať naše zásoby spodných vôd.

Pri posudzovaní obsahu Fe, Mn, alkality, tvrdosti, CO_2 a celkovej mineralizácie je veľmi ťažké zatiaľ hľadať priamu závislosť medzi akosťou vody v rieke a spodnej vody, pretože do veľkej miery a premenlivo sa uplatňujú filtračné účinky pôdneho profilu a koryta rieky. Pritom je veľmi dôležité rozlišovať dynamiku vyrovnávania hladín medzi riekou a hl. sp. vody v pririečnej zóne od podmienok infiltračného pohybu vody z rieky. Na niekoľkých miestach (v oblasti Dunaja, Ondavy a Laborca) sme zistili, že vyrovnanie hladín pri pulzácii hladiny v rieke nastáva o 1—2 dni, pričom infiltračné rýchlosti v štrkopieskovom materiáli s koeficientom filtrácie $k = 1{,}75 \cdot 10^{-3}$ do $3{,}6 \cdot 10^{-5}$ n/s boli od 1,0 — do 6,0 m/deň. V zmysle toho podľa vzdialenosti studne od rieky treba rátať s fázovým posunom kvalitatívne zodpovedajúcim vodným stavom v rieke oproti stavom v studni. Pomocou týchto parametrov možno tiež určiť minimálnu bezpečnú

vzdialenosť studne od rieky. Na tomto úseku je ešte veľmi mnoho nejasností o prenikaní určitých látok, vplyve prostredia, o biologických a mikrobiologických závislostiach a celkove o zákonitostiach formovania sa kvality vody pri prechode filtračným zemným profilom. Očakávame, že v blízkej budúcnosti budú známe určité výsledky o prenikaní znečistenia na Ondave, Laborci a na Dunaji (VÚV Bratislava).

Doterajšia vodárenská prax využíva najmä vodonosné *kvartérne náplavy dolných úsekov riek*. Je veľmi závažnou okolnosťou, že skoro v celom rozsahu sú tieto optimálne oblasti spodných vôd pravidelne pod najviac znečistenými úsekmi našich tokov. Podľa prieskumných odhadov tu je zásoba > 7,0 m^3/s kvalitnej spodnej vody, z ktorej sa využíva asi 60 %. Vzhľadom na rapídny rast potreby pitnej vody treba rátať s dôsledným využitím týchto zásob a rátať s ich umelým obohacovaním aspoň na zvýšenie výdatnosti o 50—100 % (na 11,0—14,0 m^3/s). Z toho vyplýva, že dôjde k intenzifikácii prirodzenej infiltrácie a tak ku zlepšeniu podmienok prenikania znečistenia z rieky do horizontu spodnej vody. Podkladom pre plánovanie a rozhodovanie o prípustnom zaťažení recipientov a optimálne využitie zásob spodnej vody (i infiltrovanej) môžu byť len ucelené výsledky systematického geohydrologického prieskumu podľa povodí a kvalitatívno-kvantívna bilancia zásob a potreby vody v povodí.

*

Nebolo mojím cieľom uvedenými poznámkami a informáciami vyčerpať úlohy a námety hydrogeologického prieskumu a výskumu vo vzťahu k problémom zásobovania vodou. Z množstva úloh, ktorých hlavným znakom je úzka spojitosť medzi rozvojom vodohospodárskych a hydrogeologických poznatkov, považujem pre najbližšie obdobie za aktuálne tieto úlohy:

1. spracovanie hydrogeologického prehľadu prameňov s návrhmi na využitie, ochranu a riešenie výskumných problémov;
2. objasnenie a ucelené spracovanie hydrogeologického režimu krasových vôd, najmä čo do napájania, využiteľnosti a doriešenia metódy ich sledovania;
3. pokračovať vo výskume hydrogeologických a hydrochemických problémov podzemných vôd riečnych náplavov vzhľadom na hydrologické a kvalitatívne závislosti ako podkladu pre optimálne využitie, ochranu a umelé obohacovanie podzemných vôd;
4. starať sa o priebežnú výmenu informácií a poznatkov medzi pracoviskami hydrogeológie, vodohospodárskym rozvojom a výskumom;
5. pomôcť pri rozširovaní a prehlbovaní hydrogeologických pozorovaní v prírode a vo vodárenskej prevádzke podľa jednotnej metódy ako i pri uvádzaní hydrogeologických výsledkov do vodárenskej praxe.

Výskumný ústav vodohospodársky,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Sukovitý A., 1963: Vývojové tendencie v zásobovaní vodou. TEI MLZVH č. 3. — [2] Štein F., 1963: Vplyv čistoty vôd na naše vodárenské problémy. IV. seminár OVHS Prešov. — [3] SKRKVT, 1963: Koncepcia rozvoja vodného hospodárstva ochrany a tvorby prírodného prostredia, Praha. — [4] *Návrh odborovej normy „Jímání a odběr vody"*. HDP-Praha, pobočka Brno 1963. — [5] Štein F., 1963: Výskum zmien akosti vody v náplave rieky Ondavy a Laborca, Záv. zpráva VÚV, Bratislava. — [6] Gyalokay M., 1960: Určenie prítoku podzemných vôd do územia Žitného ostrova metódou vodnej bilancie, Vodohosp. časopis SAV IV/2, Bratislava. — [7] Giessler A., 1957: Das unterirdische Wasser. VEB Deutscher Verlag d. Wisenschaften, Berlín. — [8] Betaque H. G., 1958: Studien zur künstlichen Grundwasseranreicherung. Inst. f. Siedlungswasserwirtschaft T. H. Hannover. — [9] *Záverečné zprávy Geologického prieskumu v Žiline* za r. 1956—62. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [10] Bollmann M., 1961: Berechnungsmethoden der Grundwasserspende mit praktischen Beispielen, Wasserwirtschaft-Wassertechnik 4. 8. — [11] *Hydrogeologická ročenka* 1962, ČsMGS pri ČSAV. — [12] Megay P., 1962: Grundwasserhygiene. Öst. Wasserwirtschaft, H. 12, Wien. — [13] Hynie O., 1950: Rozmístění vodárensky využitelné podzemní vody na Slovensku. Voda č. 5, 6. — [14] Galli L., 1962: Vízháztartási vizsgalatok alkalmazása a hidrogeologiában, Hidrologiai közlöny 42, č. 2. — [15] Ubell K.: A felszínalatti vízkeszlet, Hidrologiai közlöny 1962, 42, č. 2, str. 94—104.

FRANTIŠEK ŠTEIN

ZUR WASSERVERSORGUNG UND ZU HYDROGEOLOGISCHEN PROBLEMEN IN DER SLOWAKEI

Bei der Weiterentwicklung der Wasserversorgung in der ČSSR und besonders auch in der Slowakei kommt den Grundwässern immer grössere Bedeutung zu. Der Anteil einzelner Verbrauchszweige entwickelt sich wie folgt:

Jahr	1960	1970	1980
Bevölkerung	15 %	13 %	12 %
Industrie	80 %	73 %	63 %
Landwirtschaft	5 %	14 %	25 %

Die Entwicklung der Wasserbewirtschaftung und Umfang der hydrogeologischen Arbeiten spiegelt sich in folgender Übersicht ab:

Zeitabschnitt	1953—57	1958—63	1964—70
Umfang der Investitionen in Mil. Kčs	1404	2821	4500
Ausgaben auf hydrogeologische Furschung in Mil. Kčs	70—110	140—230	220—360

Vom Gesichtspunkt der Wasserbewirtschaftung kann man Probleme und Aufgaben der hydrogeologischen Forschung in zwei Gruppen teilen, und zwar: die sich auf die Ausnützung der Wasserquellen beziehen, und die, mit Einrichtung neuer Brunnen und Erfassung von Grundwässern zusammenhängen.

In der Zukunft wird mit etwa 30 % Ausnützung aller Naturquellen der Grundwässer gerechnet. Im Interesse der maximalen und günstigsten Ergebnisse in dieser Hinsicht muss man folgende Aufgaben lösen:

a) bei der hydrogeologischen Forschung muss man solche Methoden einführen, die uns ermöglichen die natürlichen Quellen eingehend auszuwerten,

b) hydrogeologische Verhältnisse der Karstquellen und ihrer möglichen Ausnützung zu klären,

c) übersichtliche Karte aller nützbaren Wasserquellen zusammenzustellen.

Im Zusammenhang mit der Ausnützung der Grundwässer mittels Brunnen (Bohrungen) erwarten uns folgende Aufgaben:

a) Übersicht aller bekannten und gebräuchlichen Grundwässer und ihrer Klassifikation zusammenzustellen.

b) hydrodynamische und hydrochemische Beziehungen der optimalen Infiltrationsgebiete der Flüsse zu klären, besonders mit Rücksicht auf ständige Verunreinigung der Wässer und künstliche Eingriffe ins Wasserregime,

c) die Bedingungen und Grundparameter für die künstliche Bereicherung der Grundwasservorräte in unseren Bedingungen aufzuklären.

Daraus ergibt sich, dass in der Zukunft eine noch viel engere Zusammenarbeit aller Institutionen und Mitarbeiter (der Wasserwirtschaftlichen, wie auch der hydrogeologischen Forschung), Koordination und Austausch gegenseitiger Erkenntnisse nicht nur im Rahmen unserer Staatsgrenzen, sondern auch mit Ausland notwendig wird.

STANISLAV GAZDA

ODRAZ HORNINOVÉHO PROSTREDIA V CHEMIZME PODZEMNÝCH VÔD

Prírodné horninové prostredie je prestúpené takmer všade rôzne hustou sieťou pórov, puklín a trhlín rôznej veľkosti, prevažne malých až mikroskopických rozmerov, ktoré vytvárajú viac-menej spojitý priestor, vyplnený rôznymi fyzikálno-chemickými formami vody a plynmi. Vytvára sa tak systém *horninový komplex — voda (plyny)*, s veľkou rozmanitosťou vzťahov a procesov, ktoré sa v ňom ustaľujú, resp. prebiehajú. Fyzikálno-chemické rovnováhy, ustaľujúce sa v danom časovom okamžiku na rozhraní *voda — hornina* sú kvantitatívne i kvalitatívne podmienené fyzikálno-chemickými vlastnosťami oboch stýkajúcich sa zložiek za daných pT podmienok. Považujeme ich za komplexné, t. j. zložené z radu čiastkových rovnováh vzhľadom na „mnohokomponentnosť" oboch stýkajúcich sa fáz.

Akákoľvek (i nepatrná) zmena pT podmienok, resp. fyzikálno-chemických vlastností systému vedie k porušeniu existujúcej a nastoleniu novej komplexnej rovnováhy, odpovedajúcej zmeneným podmienkam. Vzhľadom na túto labilnosť rovnovážnych stavov systému *hornina — voda* možno si pohyb podzemnej vody horninovým prostredím a jemu odpovedajúce zmeny chemizmu cirkulujúcich vôd predstaviť ako nepretržité porušovanie a ustaľovanie kvantitatívne a kvalitatívne odlišných komplexných rovnováh. Pretože fázové rozhranie *voda — hornina* predstavuje heterogénny systém, reakcie na ňom prebiehajúce riadia sa základnými zákonmi termodynamiky heterogénnych procesov.

V zvodnenom horizonte sa voda stýka jednak s horninou, jednak s plynmi. Na fázovom rozhraní *hornina — voda*, resp. *voda — plyn* prebieha rad fyzikálno-chemických procesov, ktoré majú rozhodujúci význam pre tvorbu chemizmu podzemných vôd.

S y s t é m v o d a — p l y n. Ak je plyn v styku s vodou, rozpúšťa sa v nej až do ustálenia rovnovážneho stavu. Podľa Gibbsovho zákona prislúchajú takému systému dva stupne voľnosti. Ak si zvolíme ako nezávisle premenné veličiny tlak

a teplotu, je nimi automaticky určená koncentrácia plynu v roztoku. Závislosť medzi týmito troma veličinami je vyjadrená Henryho zákonom, podľa ktorého váhové množstvo plynu, rozpustené za danej teploty v objemovej jednotke vody je priamo úmerné tlaku plynu.

Procesy rozpúšťania plynov vo vode prebiehajú pomaly. K tomu, aby obsah rozpusteného plynu sa dostal do rovnováhy s jeho parciálnym tlakom nad daným roztokom, sú často potrebné dlhé časové intervaly. Význam plynov rozpustených vo vode pre geochémiu podzemných vôd je veľký: význam CO_2 pri rozpúšťaní $CaCO_3$, úloha CO_2 v procesoch hydrolytického rozkladu silikátov, význam O_2 pre oxydačné procesy, úloha CH_4 pri redukčných pochodoch atď.

Systém hornina — voda. Z reakcií, prebiehajúcich na fázovom rozhraní *hornina — voda* majú najväčší význam rozpúšťanie, hydrolýza, oxyredukčné reakcie, iontovýmena a adsorpcia.

Rozpúšťanie. Ak sa pevná fáza (minerál) stýka s vodou, v ktorej sa rozpúšťa bez podstatných chemických zmien, pokračuje rozpúšťanie iba po určitú hranicu — do vzniku nasýteného roztoku, ktorý spolu s pevnou fázou predstavuje heterogénny rovnovážny systém. Jeho rovnováha je definovaná koncentráciou pevnej fázy nasýteného roztoku, t. j. jej rozpustnosťou. Závislosť rozpustnosti na teplote sa riadi potom obdobným vzťahom ako zmena akejkoľvek rovnovážnej konštanty chemickej reakcie za konštantného objemu (reakčná izochóra).

Rozpúšťanie pevnej látky vo vode je zložitým procesom, prebiehajúcim za vzájomného pôsobenia častíc rozpúšťanej pevnej fázy s molekulami vody. Na fázovom rozhraní *minerál — vodný roztok* prebiehajú súčasne dva procesy: prechod iónov z pevnej fázy do roztoku (rozpúšťanie) a prechod iónov na povrch pevnej fázy (kryštalizácia). Rýchlosť prvého procesu je priamo úmerná povrchu pevnej fázy; rýchlosť druhého procesu je určená celkovým obsahom už rozpustených častíc v roztoku. V momente, kedy sa rýchlosti oboch procesov vyrovnávajú, t. j. počas určitej jednotky času sa rozpúšťa toľko častíc pevnej fázy, koľko sa ich súčasne vylučuje, rozpúšťanie sa prakticky zastaví. Takýto roztok v rovnováhe s nadbytkom pevnej fázy nazývame *nasýteným*. Rozpúšťanie pevnej fázy sa spomaľuje alebo úplne zastaví, ak častice, prechádzajúce do roztoku, nie sú dostatočne odstraňované z vrstvy roztoku, bezprostredne priliehajúcej k pevnej fáze. Rozpúšťanie sa urýchľuje nepretržitou výmenou vody pri povrchu rozpúšťacej sa pevnej látky; s takým prípadom sa stretávame takmer vždy u podzemných vôd.

Väčšina horninotvorných minerálov, s ktorými podzemná voda prichádza do styku, má iónovú štruktúru. Pri styku iónovej mriežky s vodou dochádza k dipólovej orientácii molekúl vody na ióny mriežky. Aby ióny mriežky prešli do roztoku, je nutné prekonať priťažlivé sily, ktorými sú tieto ióny v mriežke udržované. Priťažlivú silu molekúl vody, potrebnú na prekonanie energie mriežky a prevedenie jej stavebných jednotiek do roztoku, nazývame *energiou hydratácie*. K rozpúšťaniu dochádza iba vtedy, keď táto energia je väčšia ako energia mriežky. Rozdiel medzi nimi je mierou rozpustnosti daného minerálu vo vode.

Iónovú mriežku s výbornou rozpustnosťou majú hlavne halogenidy a dusičnany alkálií a alkalických zemín, sírany, karbonáty, fluoridy a boráty alkálií. Ich rozpustnosť radove predstavuje $10^3 - 10^0$ g/l. Zlúčeniny s atómovými mriežkami, resp. s mriežkami prechodných typov k mriežkam iónovým (typ ZnS), ďalej zlúčeniny vytvárajúce vrstevné iónové mriežky (hydroxydy) a zlúčeniny s pevnými iónovými mriežkami (kysličníky, mriežky typu CaF_2, $CaCO_3$, atď.) vyznačujú sa malou až nepatrnou rozpustnosťou (radove $10^{-2} - 10^{-20}$ g/l).

Rozpustnosť niektorých zlúčenín je podmienená prítomnosťou CO_2. Napríklad kalcit (podobne ako aragonit) je v neprítomnosti CO_2 iba veľmi málo rozpustný vo vode.

Hydrolýza. pH podzemných vôd je silne kontrolované chemickými reakciami a rovnováhou medzi iónmi v roztoku. Najdôležitejším typom reakcie, ktorá ovplyvňuje pH, je hydrolýza. Účinok hydrolýzy posunuje pH na kyslú, resp. alkalickú stranu neutrality. Rozsah tohto posunu závisí od rozdielu stupňa disociácie produktov hydrolytických reakcií.

Hydrolýza je jednou z najdôležitejších reakcií, prebiehajúcich na fázovom rozhraní *hornina — voda*. Rozklad silikátov môžeme všeobecne považovať za hydrolytickú reakciu, v ktorej ión H^+ z vody nahradzuje katióny silikátovej mriežky. Odstraňovanie iónov H^+ z vodných roztokov má za následok posun pH do alkalickej oblasti. Prítomnosť CO_2 pôsobí dvojako: rozpúšťaním vo vode vznikajúca kyselina uhličitá dodáva čiastočnou disociáciou reakcii potrebné ióny H^+; súčasne vznikajúce ióny HCO_3^- majú pufrujúci účinok a zabraňujú väčším zmenám pH smerom do alkalickej oblasti. Za prítomnosti CO_2 možno rozklad silikátov pri styku s vodou znázorniť schémou:

$$2NaAlSi_3O_8 + 3H_2O + 2CO_2 \rightarrow 2Na^+ + 2HCO_3^- + H_4Al_2Si_2O_2O_9 + 4SiO_2$$

Zaujímavú schému stability obvyklých silikátov voči účinkom chemického vetrania predložil Goldich (1938);

olivín → augit → amfibol → biotit ↙
Ca-plag. → Ca-Na plag. → Na-Ca plag. → Na-plag. ↖ ortoklas → muskovit → kremeň

Táto schéma sa zhoduje s Bowenovou schémou postupnej kryštalizácie silikátov z tuhnúcej magmy. Vysokoteplotné členy schémy vznikajúce za najvyššej teploty sú najnestabilnejšie v podmienkach normálneho tlaku a teploty, a preto sa i najľahšie rozkladajú.

Oxyredukčné reakcie. Nehlboký obeh podzemných vôd prebieha v intenzívnom oxydačnom dosahu amtosferického kyslíka. Oxydačné procesy za účasti O_2 majú veľký význam pre prítomnosť, resp. neprítomnosť určitých prvkov, resp. ich valencií v podzemných vodách. Pritom sa urýchľuje ($S^{-2} \rightarrow S^{+6}$), resp. spomaľuje ($Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3}$) migračná schopnosť niektorých prvkov a dochádza k rozdeleniu typických horninových, resp. rudných asociácií.

Najnovšie výsledky výskumu oxydač. procesov sulfidov (Sato 1960) ukazujú, že v procese oxydácie prednostne prechádzajú katióny kovov do vodných roztokov, čo má za následok zníženie pomeru *kov/síra* v zbývajúcej pevnej fáze. Až potom dochádza k oxydácii pevnej síry cez sériu prechodných štádií v sírany.

Smerom do hlbších partií zemskej kôry v dôsledku veľkej chemickej aktivity sa kyslík pomerne rýchle stráca z cirkulujúcich podzemných vôd a prostredie obehu vôd stáva sa stále viac redukčné. Vyhranené redukčné prostredie je typické pre podzemné vody bez výmeny, resp. s dočasne prerušenou, alebo spomalenou výmenou (reliktné a naftové vody), viazané prevažne na hlbšie uložené morské sedimenty neogénnych panví. Oxyredukčné vlastnosti sedimentov morského pôvodu — primárne (vytvorené behom sedimentácie), resp. sekundárne (dôsledok zmien v postdepozičnom období), závisia na množstve spolusedimentovaných organických látok (Svedrup — Johnson — Fleming 1942; Kuenen 1950; Kohnke 1934 a i.). Významnú úlohu pri vytváraní oxyredukčného charakteru sedimentov hrajú aj mikroorganizmy.

Adsorpcia. Na rozhraní dvoch fáz vzniká prechodná vrstva, tzv. medzifáza, ktorej kvantitatívne zloženie nie je totožné so zložením oboch fáz. Táto vrstva vzniká v dôsledku pôsobenia povrchových síl a jej hrúbka obvykle nepresahuje molekulárne dimenzie. Intenzita adsorpcie závisí popri charaktere a zložení stýkajúcich sa fáz hlavne od veľkosti povrchu pevnej fázy, značného zvlášť u pórovitých látok (horniny s pórovitou priepustnosťou).

Javy adsorpcie hrajú významnú úlohu pri formovaní chemizmu podzemných vôd, ktoré sa v tomto procese zbavujú mnohých prvkov a tým do určitej miery metamorfujú. Zvlášť významnú úlohu pri tom hrajú koloidy (napr. gele Mn silne adsorbujú Co, Ag, Ba atď.).

Iontovýmenné reakcie. Teóriu iontovýmeny a jej úlohu pri formovaní chemizmu

podz. vôd podrobne analyzuje Janák (1959). Výmena iónov medzi ílovým minerálom a vodou prebieha podľa obecnej schémy

$$Ca^{+2} + 2Na^{+} - \text{komplex} \rightleftarrows 2Na^{+} + Ca^{+2} - \text{komplex}.$$

Z najobvyklejších iónov podzemných vôd najväčšiu iontovýmennú silu má Ca, najmenšiu Na; Mg zaujíma medzi nimi prechodné postavenie.

Iontovýmenné reakcie hrajú významnú úlohu hlavne v geochémii podzemných vôd sedimentárnych hornín. Najväčšej intenzity dosahujú u hlbinných vôd.

Všetky uvedené reakcie fázového rozhrania *hornina — voda* sú ovplyvňované hydrogeologickými vlastnosťami hornín, hlavne typom priepustnosti a z nej vyplývajúcej rýchlosti a charakteru prúdenia podzemných vôd. Pomalý pohyb podzemných vôd (pórovitá, čiastočne i puklinová priepustnosť) a s ňou spojený laminárny charakter prúdenia sú priaznivejšie pre priebeh procesov a ustaľovanie rovnováh na fázovom rozhraní *hornina — voda.* Osobitné postavenie má obeh krasových vôd, ktorého rýchlosť je značná. Pre pomerne krátky styk vôd s horninovými minerálmi, reakcie na fázovom rozhraní nemajú možnosť dospieť do štádia rovnovážneho nasýtenia. Intenzívnejšie a rýchlejšie podzemné obehy pôsobia na horninové prostredie nielen fyzikálno-chemicky ale aj mechanicky.

Rýchlosť je dôležitým faktorom pri heterogénnych reakciách. Pri chemických reakciách medzi látkami na fázovom rozhraní závisí rýchlosť výslednej premeny nielen na povahe chemického procesu, ale aj na rýchlosti, s akou sú privádzané reagujúce látky do reakčnej sféry, resp. odvádzané reakčné splodiny. Ak sú tieto prevody látok podstatne pomalšie ako vlastný fyzikálny, resp. chemický proces, rozhodujú ony o rýchlosti výsledného procesu.

*

Mineralogicko-chemické zloženie základných typov hornín (vyvrelé, sedimentárne a metamorfované) je dané podmienkami ich vzniku. Podzemné vody sa pri cirkulácii dostávajú do styku s ich horninovými minerálmi a reakciami s nimi (podľa zákonitostí heterogénnych procesov) sa mineralizujú.

Chemizmus podzemných vôd vyvrelých hornín

Vyvrelé horniny (intruzívne a extruzívne) sa na chemickom podklade delia na kyslé, intermediárne, bázické a ultrabázické.

Ultrabázické horniny (peridotit, pyroxenit atď.) sa skladajú takmer výlučne z Fe-Mg silikátov (olivín, pyroxény); Ca-plagioklasy (ak sú vôbec prítomné) iba v nepatrných množstvách. Zo sekundárnych nerastov je častý serpentín, amfiboly, breunerit a pod. Z Fe-Mg silikátov sú najnestálejšie tie, ktoré obsahujú viac Fe^{+2}. Na kontakte s vodou dochádza totiž k oxydácii $Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3}$, pričom sa uvoľňuje teplo, urýchľujúce rozpad ich mriežky.

Vody na kontakte s ultrabázickými horninami majú pomerne vysoký obsah Mg v porovnaní s Ca (koeficient $Mg/Ca \geqslant 1$), zvlášť u vôd serpentínov. Ďalej sú

typické stopové množstvá Al, malé koncentrácie alkálií, síranov a chloridov a pH silne posunuté do alkalickej oblasti (> 8). Celková mineralizácia, s výnimkou vôd serpentínov, je nízka (pod 0,2 g/l) (pozri tab. 3, analýza 3, 4).

Bázické horniny (gabro, čadič) sú bohatšie na SiO_2 a alkálie, čo sa prejavuje aj v chemizme ich podzemných vôd (analýzy 1, 2, 5, 6). Popri Fe — Mg — Ca silikátoch (pyroxény, amfiboly, biotit, zriedka olivín) v podstatných množstvách sú prítomné i bázické plagioklasy (labrador, bytownit, anortit). V chemizme podzemných vôd sa to prejavuje posunom koeficientu Mg/Ca v prospech Ca (pokles na hodnoty okolo 1). Podstatnejšie zastúpenie Mg-silikátu (olivín, hyperstén, enstantit, bronzit atď.) sa markantne prejavuje zachovaním vysokého pomeru Mg/Ca (voda z tufobrekcií olivínického andezitu). Častý je vysoký obsah Fe. Celková mineralizácia je podstatne vyššia ako u vôd ultrabázických hornín. Anióny sú reprezentované prevažne bikarbonátmi. V dôsledku ich zvýšeného obsahu je intenzívnejší aj ich pufrujúci účinok na pH, ktoré sa posúva mierne k neutrálnemu bodu (pod 8).

Intermediárne (diorit, andezit) a *kyslé* (žula, ryolit) horniny obsahujú už voľný SiO_2. Množstvo tmavých minerálov sa značne znižuje (hlavne biotit); pokles MgO odráža sa aj v chemizme podzemných vôd značným poklesom koeficientu Mg/Ca pod hodnotu 1. Plagioklasy sa stávajú kyslejšie (andezín, oligoklas) a v žulách bývajú prítomné i K-živce. Tým klesá obsah CaO a zvyšuje sa obsah alkálií, ktoré sa prejavujú zvýšenými obsahmi aj v podzemných vodách (hlavne u ryolitov). Hlavne vody geneticky viazané na žuly mávajú zvýšený obsah sulfátov, čo vedie k posunu ich chemizmu ku kalcium-sulfátovému typu. Obsah SiO_2 vo vodách je vyšší než u predchádzajúcich typov hornín (najvyšší u vôd ryolitov). Pokles pH smerom do kyslej oblasti pokračuje (pH kolíše od 6 do 7,5).

Celkove môžeme základné rysy chemizmu podzemných vôd vyvrelých hornín zhrnúť takto: nízka mineralizácia; nízky obsah chloridov (zvýšený obsah len vo vodách ryolitov) a síranov (výnimka žuly); neprítomnosť alebo iba stopy Fe a Mn (vyšší obsah iba vo vodách ultrabázických a bázických hornín); vysoké obsahy SiO_2 najmä u vôd s vysokým obsahom alkálií (ryolity); nižšie obsahy SiO_2 vo vodách s prevahou Fe-Mg silikátov; pH kolíše v širokom rozmedzí (6—8) s posunom do kyslej oblasti v smere pribúdania acidity hornín; prevažne silná agresivita.

Podzemné vody vyvrelých hornín nadobúdajú svoju mineralizáciu hydrolytickými reakciami štiepenia rôznych silikátov. Vzhľadom na pomalosť týchto reakcií suma rozpustných látok prechádzajúcich do vôd je malá. V zložení katiónov vôd vyvrelých hornín prevládajú Ca, Na, Mg a K; u vôd viazaných na andezity prevláda Ca, vody viazané na čadiče majú približne rovnaký obsah Na, Ca a Mg, vody ryolitov majú prevahu Na a vody ultrabázických hornín sa vyznačujú prevahou Mg nad sumou Na + Ca. Z aniónov prevažuje HCO_3^-, častý je zvýšený obsah SO_4^{-2} (žuly) a Cl^- (ryolity). Zdrojom síranov je oxydácia pyritu, resp.

iných sulfidov. Chloridy pochádzajú najmä z biotitu, amfibolov, muskovitu, ktoré môžu obsahovať až 200—600 mg/kg Cl. Živce obsahujú bežne iba 50 mg Cl/kg.

Problematikou hydrolytického rozkladu silikátov a relatívnou stabilitou obvyklých silikátov vyvrelých hornín voči účinku vody sa zaoberal rad autorov (Ginzburg 1957; Hem 1959; Schoeller 1955; Correns 1940; Goldich 1938 atď.). Väčšina z nich sa zhoduje v mimoriadnom význame pH pre priebeh týchto reakcií. Correns (1940) pri výskume účinku vody na ortoklas a leucit zistil, že pri pH 6,5 rýchlosť tohto účinku je veľmi slabá. Posun pH do alkalickej, resp. kyslej oblasti je doprevádzaný zosilnením a zrýchlením účinku vody na uvedené minerály. Všeobecne sú kyslé vody účinnejšie ako alkalické. Inak sa mnohé údaje v litetarúre, čo sa týka stability rôznych minerálov, rozchádzajú.

Úplné objasnenie mechanizmu rozkladu silikátov si vyžiada ešte veľa úsilia. Je potrebné experimentálne preveriť rad faktorov (teplota, množstvo reagujúcej vody, možnosti pohybu vody v horninovom prostredí, rýchlosť pohybu vody, pH a Eh prostredia atď.), ktoré môžu mať podstatný vplyv na kvalitu i kvantitu komponentov uvoľňovaných do vodných roztokov, ako aj na typ ílového minerálu vznikajúceho týmto rozkladom.

Chemizmus podzemných vôd sedimentárnych hornín

Materiál, získaný zvetrávaním vyvrelých a metamorfovaných hornín, je zdrojom sedimentárnych hornín. Ich mineralogické, a tým aj chemické zloženie je preto veľmi pestré, čo je podmienené rôznymi podmienkami zvetrávania východzích silikátov, transportom a podmienkami sedimentácie. Táto pestrosť sa prirodzene odráža aj v chemizme podzemných vôd, prichádzajúcich s nimi do styku.

Z hydrogeochemického hľadiska je u týchto hornín dôležitý aj obsah a charakter spolusedimentovaných rozpustných solí (NaCl, Na_2SO_4, $CaSO_4$, $CaCO_3$ atď.). Každé sedimentačné prostredie odovzdáva totiž tvoriacemu sa sedimentu časť svojich solí vo forme vodného obalu sedimentujúcich častíc, vody uzavretej v dutinách a podobne. Tento obsah spolusedimentovaných solí značne skresľuje hodnoty výmenných kapacít iónov (dôležité kritérium pre posúdenie genézy a metamorfózy podzemných vôd). U sekundárne tmelených klastických sedimentov je popri klastickej zložke dôležitý aj charakter tmelu.

Z kvartérnych sedimentov z hydrogeologického hľadiska majú najväčší význam pleistocénne a holocénne štrkopiesčité náplavy vodných tokov, ktoré sú intenzívne zvodnené. Ich mocnosť kolíše v závislosti od veľkosti toku a jeho transportnej schopnosti.

Chemizmus vôd *aluviálnych náplavov* (analýzy 55—60) nie je jednotný, mení sa v závislosti od materiálu, jeho opracovanosti, rýchlosti toku, vzdialenosti od toku atď. Pri štúdiu pozdĺžnych a priečnych vrtných profilov pri tokoch sa zistili značné lokálne zmeny chemizmu v aluviálnych náplavoch na pomerne malé vzdialenosti. Prevažne sa stretávame s typom kalcium-bikarbonátovým, menej s kalcium-sulfáto-bikarbonátovým až kalcium-sulfátovým. Vo vodách alúvií je často

vysoký obsah NO_3^- (i viac ako 500 mg/l), NH_4^+, NO_2^-, HPO_4^{-2} a K^+ (i cez 530 mg/l) ako odraz sekudárneho znečistenia. Časté sú aj vysoké obsahy Fe a Mn (Fe > 20 mg/l), ktoré v mnohých prípadoch vodárensky vyhovujúce vody znehodnocujú.

Hydrogeologicky menší význam majú *kvartérne sedimenty horských oblastí:* sutiny, sutinové hliny, dejekčné kužele a podobne. Chemizmus ich vôd je odrazom charakteru ich materiálu. Ako príklad uvediem (analýza 61) chemizmus vody z dejekčného kužeľa v predhorí Malých Karpát na Záhorí. Je to voda kalcium-bikarbonátová, mineralizovaná vylúhovaním prevažne karbonatického materiálu. Viate piesky (Záhorie) vyznačujú sa nízkomineralizovanými vodami (pod 0,5 g/l), čo je odrazom prevažne ich kremitého materiálu (analýza 62).

Z neogénnych sedimentov hydrogeologicky najdôležitejšie sú hrubo až jemnozrnné piesčité horizonty s napätou hladinou uzavreté v pelitických vrstvách.

Neogénne nížiny sú charakterizované prevahou nepriepustných ílovitých, resp. ílovito-slienitých hornín s uzatvorenými polohami pieskov a štrkov rôzneho stupňa priepustnosti. Ich mocnosť a priepustnosť rastie od stredu k okrajom sedimentačného priestoru. Polohy pieskov tvoria artézske horizonty (s pozitívnym, príp. negatívnym piezometrickým niveau), napájané infiltráciou zrážkových vôd cez východy týchto v okrajových polohách, alebo pod pokryvné útvary. Výtoková teplota týchto vôd z hlbších horizontov presahuje niekedy 20 °C.

Najmladšie stupne neogénu sú charakterizované *sladkovodným vývojom.* Mineralizácia ich vôd je preto nízka (0,5—1 g/l). Príklady chemizmu, ktorý u plytších horizontov je kalcium-bikarbonátový a u hlbších nátrium-bikarbonátový, sú v tab. 1 (analýzy 22—29). Charakteristické sú nízke obsahy Cl^- a SO_4^{-2}.

S hĺbkou uloženia horizontu mení sa aj chemizmus podzemných vôd smerom k nátrium-chloridovému typu. Zvyšuje sa mineralizácia (až 40 g/l), obsah biogénnych prvkov (J, Br, B) a uhlovodíkov (hlavne CH_4). Charakteristickým rysom sú nízke obsahy síranov ako dôsledok ich redukcie mikroorganizmami, resp. organickými látkami, prítomnosť kalcium-chloridovej zložky a stagnujú hydrologický režim. Sú to prevažne vody bez výmeny, príp. s dočasne prerušenou, alebo minimálnou výmenou. Takýto chemizmus je typický pre morské sedimenty neogénu. Miestami vody i v hlboko uložených sedimentoch majú vysoký obsah síranov (napr. tortónske a helvétske horizonty v oblasti Brodské—Břeclav; obsah síranov v týchto vodách vysoko prekračuje maximálnu rozpustnosť $CaSO_4 \doteq 2$ gr/l). Ich pôvod sa obvykle interpretuje plynulou iontovýmenou v systéme *hornina — voda* (Michalíček 1960).

Vzhľadom na laterálnu faciálnu nestálosť vrstiev môže dôjsť k spojeniu jednotlivých zvodnených horizontov. Spojenie môže nastať aj po zlomoch. Takto si môžeme vysvetliť niektoré anomálie spojitého koncentračného spádu vo vertikálnom profile neogénnych sedimentov (Janák 1959).

Vysladené, príp. brakické sedimenty neogénu majú vody nižšie mineralizované (do 10 g/l), prevažne sa zachovaným nátrium-chloridovým typom, ale s výraznou nátrium-bikarbonátovou zložkou. Koeficient HCO_3/Cl (tzv. hĺbkový faktor zavedený Janákom), ktorý je u vôd morských sedimentov nízky (pod 0,1—0,2), u týchto vôd stúpa. V literatúre (Dlabač, Michalíček 1960) je uvedený rad príkladov na rast nátrium-chloridovej zložky vôd s hĺbkou uloženia.

Z konečnej hĺbky štruktúrneho vrtu v Dolných Plachtinciach (465,5 m) došlo k erupcii vody

(analýza 32) so zaujímavým chemizmom. Ide o reliktnú vodu morských sedimentov akvitánu sekundárne metamorfovanú prírodným CO_2 do uzatvoreného horizontu. Poukazuje na to výrazná kalcium (magnézium)-bikarbonátová zložka.

Povrchové východy *akvitánu* z oblasti Juhoslovenskej uholnej panvy sú charakterizované kalcium-bikarbonátovými vodami s mineralizáciou zriedka presahujúcou 1 g/l. Výrazná je tu kalcium-sulfátová zložka, takže miestami môžeme ich označiť ako kalcium-sulfáto-bikarbonátové vody (analýzy 33, 34).

Chemizmus pieskov *produktívneho súvrstvia helvétu* (tzv. medzislojové piesky) tej istej oblasti závisí od hĺbky uloženia. Horizonty v hlboko poklesnutých kryhách majú vody nátrium-bikarbonátového typu s mineralizáciou pod 0,5 g/l (odraz prevládajúceho kremitého a živcového materiálu).

Tieto vody sú termálne a obsahujú rozpustený H_2S a CH_4 ako odraz redukčných podmienok, dôsledkom ktorých sú i nízke obsahy síranov (analýzy 35, 36). Vyššie, podpovrchové horizonty sa vyznačujú kalcium-bikarbonátovými vodami, prevažne sa zachovanou nátrium-bikarbonátovou zložkou (analýza 37). Často býva v týchto vodách obsah síranov značne zvýšený, takže chemizmus sa posunuje k typu kalcium-sulfátovému a stúpa mineralizácia (analýza 38). Pomer Mg/Ca, ktorý u vôd hlbších horizontov vykazuje nízke hodnoty (pod 0,2), posunuje sa v prospech Mg; zvyšuje sa aj obsah Fe a Mn. V miestach prírodného CO_2 (Slatinka) sú vody medzislojových pieskov silne preplynené, čo sa prejavuje ďalším vzrastom mineralizácie a obsahu Fe (analýza 39).

Spevnené *nadslojové piesčité íly* (helvét) v povrchovej zóne majú plytký puklinový obeh vôd nepatrných výdatností s nízkou mineralizáciou a kalcium-bikarbonátovým typom (analýza 40). Podobného charakteru sú i vody z povrchových východov mangánových a onkoforových pieskov (analýza 41).

Chemizmus *tortónskych tufitov* (analýza 42) poznáme z oblasti Novák. Tufity ako sladkovodné jazerné sedimenty sú charakterizované prítomnosťou výmenných komplexov v Na-, resp. Ca-cykle a nepatrným obsahom rozpustných spolusedimentovaných solí. Týmto podmienkam odpovedá aj chemický charakter ich podzemných vôd (nátrium-bikarbonátový, resp. kalcium-bikarbonátový typ, malé obsahy chloridov a síranov).

Zvýšený obsah chloridov v niektorých vodách tufitov svedčí o možnom spojení tohto horizontu s podložným paleogénom, ktorý má vody nátrium-chloridového typu s mineralizáciou 1,5 až 10 g/l (analýza 44). Obsah prítomnej kalcium-bikarbonátovej a nátrium-bikarbonátovej zložky indikuje intenzitu vodovýmeny daného horizontu. Na dobré podmienky vodovýmeny poukazuje aj pomerne nízka mineralizácia týchto vôd.

Podobný chemizmus majú i *vody burdigalu* (analýza 43), avšak ich mineralizácia je ešte nižšia (1—3 g/l), čo poukazuje buď na lepšie podmienky cirkulácie podzemných vôd v tomto súvrství a tým aj na lepšiu „vymytosť", alebo na brakický charakter sedimentov burdigalu.

Hydrogeologický režim *mladých neogénnych panví*, ktorých sedimenty boli postihnuté iba slabou diagenézou, je odlišný od režimu starších panví, zložených zo spevnených hornín. V dôsledku systému priepustných puklín a zlomov sú tieto horniny ako celok priepustné. Vplyvom dlhodobej cirkulácie podzemných vôd sú dokonale premyté a ich primárny obsah solí i vody degradovaný. Nestretávame sa u nich preto s vysokomineralizovanými vodami nátrium-chloridového typu, tak typickými pre mladé neogénne panvy.

Rýchle striedanie nepriepustných bridlíc s priepustnými pieskovcami (puklinová priepustnosť), podradnejšie zastúpenie pieskovcov oproti bridliciam, v ktorých sú uzavreté, je prekážkou infiltrácie zrážkových vôd a ich intenzívnejšieho

obehu vo *flyšových súvrstviach paleogénu.* Dôsledkom týchto hydrogeologických pomerov sú pramene malej výdatnosti, kolísajúcej teploty a svojrázneho chemizmu, ktorý je odrazom spolupôsobenia plytkého vodného režimu s fyzikálnochemickými a biochemickými procesmi povrchovej zóny flyšových vrstevných komplexov.

Stretávame tu hlavne dva typy vôd — vody kalcium (magnézium)-bikarbonátové a nátrium-bikarbonátové (analýzy 45—49).

Kalcium-bikarbonátové vody získavajú svoju mineralizáciu rozpúšťaním karbonatickej zložky flyšových sedimentov za spoluúčasti CO_2; najmä arkózové pieskovce obsahujú hojne jemne dispergovaného vápenca. Lokálne zvýšený obsah síranov získavajú tieto vody vyluhovaním sadrovca. Obsah chloridov je malý. Mineralizácia kolíše podľa dĺžky, doby a intenzity kontaktu presakujúcich vôd s horninami, a podľa koncentrácie CO_2, ktorá zriedka prekračuje 50 mg/l. pH sa pohybuje prevažne pod 7 (analýzy 45—46).

Typické vody flyša sú nátrium-bikarbonátové. Vysoko mineralizované vody tohto typu (≥ 1 g/l), sa geneticky zaraďujú k hlbinným slaným vodám nátrium-bikarbonátového typu (analýza 48) a vzhľadom na obsah metanu označujú ako naftové (M i c h a l í č e k, K v ě t 1959). Málo mineralizované vody tohto typu (0,5—1 g/l) bez výraznejšej nátrium-chloridovej zložky vznikajú výmennými reakciami v systéme hornina — voda a vyluhovaním sedimentov s vyšším obsahom Na, sorpčne viazaného na pelitickú zložku. Sú to typické vody povrchových zón flyšových sedimentov. Obsah síranov je nepatrný (iba zriedka nad 10 mg/l), pH je posunuté viac do alkalickej oblasti (analýza 47).

Pre flyšové vody je všeobecne charakteristický častý výskyt H_2S, pochádzajúci z rozkladu pyritových impregnácií flyšových sedimentov. Častý je zvýšený obsah Fe, ktorý však zriedka prekračuje 1 mg/l (v intenzívnejšie preplynených vodách s CO_2).

Paleogénne sedimenty centrálnych Karpát líšia sa svojím zložením od flyšových sedimentov; sú prevažne hrubozrnnejšie a vápnitejšie. Prevažne sa striedajú sliene a bridlice so sľudnatými pieskovcami. Časté sú polohy litotamniových, koralových a numulitových vápencov, zlepencov, dolomitických brekcií atď. Hojnejšie zastúpenie piesčitých a pieskovcových lavíc má vplyv na väčšiu hydrogeologickú hodnotu sedimentov centrálneho paleogénu.

Chemizmus vôd je závislý od charakteru zvodneného horizontu. Vody z piesčitých a pieskovcových polôh majú podobný chemizmus ako vody flyša a sú prevažne zaplynené H_2S. Vzhľadom na vápnitejší charakter sedimentov centrálneho paleogénu prevažuje tu kalcium-bikarbonátový typ (analýzy 50—51). Vody zlepencov odrážajú ich zloženie. Analýza (52) vody zo súľovského zlepenca vykazuje vysokú hodnotu koeficientu Mg/Ca, čo naznačuje prevahu dolomitického materiálu v klastickej zložke, resp. dolomitický tmel. Podobný charakter má rad prameňov vyvierajúcich z bazálnych dolomitických brekcií paleogénu v okolí Bojníc (analýza 54).

Pri sanácii zosuvu v Handlovej v štóle č. 11 asi 72 m od ústia bola pri kopaní šachtice narazená v silne zvetraných paleogénnych bridliciach voda. Počiatočná výdatnosť 1,65 l/s po-

Tab. 1. **Kvantitatívne zloženie vôd rôznych typov (v mg/l)**

Analýza Typ horniny	1 a	2 a	3 a	4 a	5 a	6 a	7 a	8 a	9 a	10 a	11	12	13	14	15	16	17
Li^+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	0,00	0,00
Na^+	6,2	15,0	0,2	4,2	12,0	51,0	19,0	8,5	8,5	5,9	3,1	3,0	6,9	4,8	5,0	7,0	5,5
K^+	3,2	1,5	0,0	1,0	5,3	7,2		0,9	3,3	0,8		1,4	0,6	4,2	4,5	5,2	1,8
Ca^{+2}	5,1	16,0	2,5	2,1	24,0	54,0	20,0	17,0	34,0	6,5	8,6	20,3	10,2	24,4	16,0	21,0	14,5
Mg^{+2}	2,3	10,0	7,7	76,0	15,0	20,0	42,0	7,3	7,3	2,6	6,1	1,6	1,8	5,6	3,5	4,3	2,6
Fe^{+2}	5,1	1,2	0,08	0,28	0,43	0,03	–	0,04	0,05	0,19	–	0,0	–	st.	0,0	st.	0,0
Mn^{+2}	0,19	0,16	–	–	–	0	–	0,00	0,00	0,0	–	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Al^{+3}	0,0	0,3	–	–	–	0,05	–	0,0	0,1	0,0	–	–	–	–	–	–	–
HCO_3^-	37,0	20,0	44,0	329,0	356,0	242,0	279,0	51,0	136,0	38,0	22,6	50,5	36,8	106,3	55,3	94,5	54,9
CO_3^{-2}	0,0	0,0	0,0	0,0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SO_4^{-2}	9,2	59,0	0,0	8,5	1,6	61,0	22,0	22,0	20,0	0,9	20,5	13,2	11,7	11,1	22,2	11,9	10,1
Cl^-	1,0	25,0	0,7	30,0	15,0	46,0	7,0	15,0	1,2	5,0	9,0	4,2	5,6	1,1	4,6	4,2	3,9
F^-	0,0	0,1	0,3	–	0,2	0,4	0,2	0,0	0,2	0,5	–	0,3	–	0,2	–	0,1	–
NO_3^-	0,3	2,2	–	2,7	0,1	6,0	2,5	27,0	0,2	1,5	–	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
PO_4^{-3}	0,0	0,0	–	–	–	0,0	–	0,1	–	0,0	–	–	–	0,0	0,0	0,0	0,0
pH	6,7	5,6	8,5	8,3	7,7	7,7	8,2	6,3	7,5	7,6	6,0	7,15	6,3	6,3	6,7	7,4	6,7
teplota °C	–	–	–	–	–	–	12,2	10,0	7,8	11,1	–	7,1	8,5	15,9	7,8	12,3	6,5
SiO_2 mg/l	39,0	21,0	16,0	40,0	50,0	44,0	31,0	17,0	27,0	20,0	17,0	25,0	20,0	–	–	–	22,0
celk. M mg/l	112,0	172,0	71,0	494,0	280,0	532,0	423,0	173,0	238,0	82,0	87,0	119,0	94,0	167,7	111,0	151,0	113,0
Mg/Ca	0,7	1,0	5,3	62,5	1,0	0,6	3,45	0,7	0,35	0,7	1,2	0,13	0,3	0,4	0,37	0,35	0,29

Analýza Typ horniny	18 a	19 a	20 a	21 a	22 b	23 b	24 c	25 c	26 c	27 b	28 b	29 b	30 c	31 c	32 c
Li^+	–	–	–	–			–	–	–			–	1,0	0,7	+
Na^+	11,0	20,0	62,0	6,8	156,5	108,1	23,0	202,0	24,5	–	–			5342,0	7017,7
K^+	1,2	5,2	2,0	0,6			1,6	2,4	2,7	25,8	45,6	303,5	4416,2	49,0	671,0
Ca^{+2}	4,4	14,0	8,0	12,0	11,0	25,0	74,4	22,9	79,4	53,3	28,9	13,0	205,3	132,9	495,3
Mg^{+2}	1,4	5,8	1,0	2,2	10,5	16,2	33,1	16,5	29,1	33,8	15,1	3,8	191,0	108,4	799,7
Fe^{+2}	0,08	0,00	0,22	1,1	0,1	0,2	0,0	1,0	0,0	0,07	0,49	0,28	9,5	0,4	+
Mn^{+2}	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,08	–	–	–	0,3	0,11	0,34	–	–	+
Al^{+3}	0,1	0,2	0,0	2,7	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
HCO_3^-	42,0	112,0	131,0	80,0	463,7	408,8	427,1	613,2	436,3	378,3	262,1	805,2	749,1	700,2	7395,0
CO_3^{-2}	0	0	0	0	0	0	0	0		0	0	36,0	0	0	0
SO_4^{-2}	1,9	7,7	22,0	0,1	10,3	16,0	9,9	65,6	5,0	8,6	14,4	16,0	445,5	235,0	28,6
Cl^-	2,0	4,0	16,0	2,0	8,4	8,4	5,3	30,1	10,6	6,4	3,2	23,0	7000,0	8510,4	11095,9
F^-	0,6	0,3	0,5	0,1	–	–	–	–	–	–		–	–	–	–
NO_3^-	0,3	3,1	6,7	0,8	–	–	0,0	0,0	15,0	1,0	st.	–	–	–	+
PO_4^{-3}	–	0,2	0,2	0,1	–	–	–	–	–	0,0	0,3	0,0	–	–	0,0
pH	7,2	7,6	7,9	6,9	7,8	7,7	7,0	7,85	7,1	7,5	7,7	8,4	–	–	6,7
teplota °C	12,8	14,4	15,6	15,0	14,0	9,0	14,0	20,0	13,0	17,0	22,0	13,0	–	–	18,1
SiO_2 mg /l	55,0	62,0	52,0	39,0	–	–	–	–	–	–	–	–	16,4	40,8	–
celk. M. mg/l	120,0	234,0	302,0	148,0	660,4	475,1	574,4	953,7	602,5	507,4	369,8	1165,3	13034,0	15120,2	27564,0
Mg/Ca	0,54	0,68	0,2	0,3	1,6	1,1	0,73	1,2	0,6	1,0	0,9	0,5	1,53	1,35	2,66

Analýza Typ horniny	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43 b	44	45 c	46 c
Li^+	0,1	0,04	st.	0,03	0,05	0,07	0,17	0,01	0,05	0,08		0,7	—	—
Na^+	37,0	24,0	65,3	42,2	18,4	23,0	48,0	13,5	14,8	105,0	1018,7	3100,0	97,5	73,0
K^+	5,6	2,3	5,3	1,5	7,4	7,8	22,0	2,6	1,5	13,2		39,1	4,2	1,6
Ca^{+2}	197,2	74,3	6,9	5,2	52,5	97,1	132,5	36,3	70,9	13,0	13,2	26,1	108,7	62,9
Mg^{+2}	66,8	21,5	0,2	0,9	24,1	35,9	69,7	10,9	12,0	3,5	12,7	11,4	40,0	24,4
Fe^{+2}	15,0	0,44	0,88	0,2	3,9	8,0	16,1	st.	0,38	0,56	0,42	9,3	1,0	st.
Mn^{+2}	st.	0,0	0,0	0,0	0,27	0,77	0,77	0,0	0,0	0,0	—	0,0	—	—
Al^{+3}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HCO_3^-	566,4	358,6	209,1	300,3	302,2	310,3	830,4	109,7	271,8	328,8	274,6	70,3	616,2	494,2
CO_3^{-2}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	—	0	0	0
SO_4^{-2}	358,8	25,9	2,3	2,6	31,7	208,2	24,3	74,0	20,6	2,5	4,1	5,8	158,4	30,4
Cl^-	17,9	11,0	2,8	4,9	9,7	10,4	10,9	7,7	7,4	19,5	1348,3	4757,1	0,0	0
F^-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NO_3^-	+	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	—	—	st.	—	0,0	0
PO_4^{-3}	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	—	—	—	—	—	—
pH	6,8	7,0	7,5	7,4	6,3	6,1	5,7	6,0	7,0	7,0	—	7,4	6,9	7,1
teplota °C	12,0	11,2	35,7	34,4	19,4	13,1	15,3	9,0	11,3	18,5	—	19,5	17,0	10,0
SiO_2 mg/l	—	—	37,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
celk. M mg/l	1264,9	517,6	330,3	424,9	446,3	701,5	1155,0	254,8	399,5	486,1	2776,0	8019,7	1026,0r	686,5
Mg/Ca	0 ,6	0,5	0,05	0,17	0,75	0,6	0,86	0,5	0,27	0,43	1,6	0,72	0,6	0,64

Analýza Typ horniny	47 c	48	49	50	51	52	53	54	55	56 b	57 b	58 b	59 b	60 b	61	62
Li^+	—	1,12	0,09	0,05	0,05	st.	0,06	0,0	st.						st.	0,0
Na^+	98,0	5800,0	40,0	36,5	46,3	2,5	43,8	2,3	13,0	25,8	39,7	18,0	20,9	35,2	3,0	10,5
K^+	2,3	240,0	2,3	1,6	1,3	1,0	4,5	1,4	1,5						0,8	1,2
Ca^+	12,9	16,8	140,8	88,9	69,9	57,0	55,9	53,4	58,2	79,1	99,4	95,8	72,8	199,4	75,2	30,5
$Mô^{+2}$	3,5	8,5	20,2	35,2	23,6	25,6	11,1	36,8	13,8	23,7	40,1	24,8	27,9	83,9	8,0	6,5
Fe^{+2}	0	+	0,3	st.	0,0	0,3	0,76	0,0	4,5	0,35	0,06	0,1	0,08	st.	0,0	0,44
Mn^{+2}	—	0,0	0,0	st.	st.	0,0	0,54	0,0	0,3	1,6	0,26	0,0	0,12	0	st?	0,0
Al^{+}-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HCO_3^-	317,2	4056,6	423,7	463,5	390,0	292,8	310,3	316,4	239,4	311,2	482,0	347,8	317,2	726,1	234,6	99,7
CO_3^{-2}	0	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SO_4^{-2}	0	18,5	188,9	70,0	55,8	16,9	21,8	19,7	16,0	83,9	64,6	69,9	71,0	165,8	26,7	31,9
Cl^-	0	6730,0	5,9	7,0	7,4	2,1	9,8	7,1	16,9	8,8	20,9	12,4	5,3	107,1	8,5	2,8
F^-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NO_3^-	0	0,0	0,0	0,0	—	0,0	0,0	0,0	+	—	10,0	6,0	1,0	+	+	—
PO_4^{-3}	—	0,0	0,0	0,0	—	0,0	0,0	0,0	0,0	st.	0,0	0,0	st.	0,66	0,00	—
pH	7,5	8,7	7,1	7,0	7,1	7,2	7,1	7,0	—	7,25	7,2	7,7	7,2	7,2	6,6	6,8
teplota °C	—	7,5	9,1	5,3	5,1	8,9	—	11,8	11,2	9,8	11,9	9,9	6,0	10,0	10,3	10,1
SiO_2 mg/l	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	22,8	—	—	—
celk. M. mg/l	433,9	16871,5	822,1	702,8	594,4	398,2	458,6	437,1	363,6	534,8	757,1	574,8	516,3	1044,6	356,8	183,5
Mg/Ca	0,45	0,83	0,23	0,65	0,55	0,74	0,33	1,13	0,39	0,49	0,7	0,43	0,63	0,7	0,17	0,35

Analýza Tyn horiny	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77
Li^+	0,01	–	–	0,05	st.	st.	–	–	–	–	0,08	0,29	0,06	st.	0,6
Na^+	3,8	1,6	2,35	1,8	1,15	2,4	1,6	1,45	1,5	0,8	7,0	8,6	3,7	2,5	108,8
K^+	0,9	1,5	1,4	1,5	1,5	2,0	1,8	0,5	1,0	0,7	1,7	2,4	1,8	1,6	13,3
Ca^{+2}	40,4	98,0	88,5	61,2	56,1	62,9	97,4	78,2	52,7	59,0	93,9	322,5	151,1	96,9	628,6
Mg^{+2}	7,9	3,0	3,3	0,3	1,5	10,7	25,1	37,3	28,9	41,8	9,4	29,8	60,7	15,2	104,6
Fe^{+2}	0,0	0,0	0,0	0,0	st.	0,18	0,0	0,0	0,24	0,0	1,34	2,3	0,0	0,22	4,3
Mn^{+2}	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	–	0,0	0,0	0,0	1,2
Al^{+3}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
HCO_3^-	87,8	272,1	242,8	179,6	163,4	224,5	402,6	404,4	294,1	342,2	78,9	149,0	220,6	218,8	1235,8
CO_3^{-2}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SO_4^{-2}	51,4	26,2	31,2	15,2	9,6	24,3	19,7	9,9	20,2	39,4	228,8	833,7	441,5	107,0	1185,5
Cl^-	12,3	7,9	7,9	2,4	3,5	3,8	4,9	7,1	3,8	4,5	3,8	5,5	5,7	12,7	7,8
F^-	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
NO_3^-	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
PO_4^{-3}	0,0	0,0	0,0	0,0	0 0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
pH	6,7	6,7	6,9	7,2	7,0	7,1	6,35	7,0	7,2	7,3	6,0	6,8	7,5	7,0	6,0
teplota °C	1,4	–	–	5,7	9,2	8,0	–	–	8,4	–	7,0	11,0	8,0	8,5	10,5
SiO_2 mg/l	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
celk. M. mg/l	204,5	410,2	377,4	262,0	236,7	330,7	553,2	538,8	402,3	488,3	425,9	1354,1	885,1	454,9	3290,5
Mg/Ca	0,53	0,05	0,06	0,007	0,04	0,28	0,43	0,79	0,9	1,17	0,17	0,15	0,66	0,26	0,27

Analýza Typ horniny	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88 a	89 a	90 a
Li^+	0,06	+	0,0	–	–	st.	0,0	–			–	–	–
Na^+	3,6	3,7	6,0	2,0	1,5	4,3	0,8	2,5	2,8	2,3	4,4	5,5	35,0
K^+	1,7	2,1	1,4	1,3	1,3	2,1	1,2	1,0	1,3	1,3	3,2	1,0	3,6
Ca^{+2}	60,6	260,4	10,1	7,1	7,2	13,6	17,9	12,0	11,8	16,8	19,0	10,0	29,0
Mg^{+2}	28,6	45,6	5,3	0,9	1,3	13,0	4,9	2,2	2,3	4,1	5,1	1,6	9,7
Fe^{+2}	0,0	st.	0,0	2,8	1,9	5,9	st.	0,3	st.	0,8	0,09	2,6	0,09
Mn^{+2}	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	0,0	–	–	0,00	0,00	0,0 0
Al^{+3}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,1	–	0,0
HCO_3^-	311,3	207,8	49,0	21,3	24,0	54,7	60,6	29,6	17,3	64,0	39,0	45,0	183,0
CO_3^{-2}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SO_4^{-2}	15,2	573,2	14,0	12,8	8,2	62,4	12,0	11,1	14,0	4,5	30,0	3,0	28,0
Cl^-	4,8	5,5	7,1	1,8	2,5	3,5	5,6	6,3	9,0	3,8	5,8	2,5	7,9
F^-	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,7	0,1	1,1
NO_3^-	0,0	0,0	0,0	–	–	0,0	0,0	–	–	–	15,0	1,4	0,0
PO_4^{-3}	0,0	0,0	0,0	–	–	0,0	0,0	–	–	–	0,0	–	0,0
pH	7,1	6,8	5,8	5,8	6,3	5,7	6,1	6,1	5,5	6,7	6,9	6,9	8,0
teplota °C	6,3	9,0	9,0	7,0	7,5	8,6	10,0	8,8	7,4	9,8	13,3	–	10,6
SiO_2 mg/l	–	–	32,0	–	–	28,0	15,0	–	22,0	–	13,0	26,0	13,0
celk. M mg/l	426,0	1198,5	124,8	50,0	48,0	190,6	118,0	64,7	80,4	107,7	135,0	99,0	310,0
Mg/Ca	0,78	0,3	0,86	0,22	0,32	1,57	0,44	0,3	0,3	0,4	0,44	0,26	0,6

Analýzy označené *(a)* pri čísle sú prevzaté z práce White — Hem — Waring (1963); *b)* analýzy Geol. prieskumu Žilina, *(c)* analýzy ČND, Brno.

stupne klesla až na minimum 0,02—0,03 l/s. Pravdepodobne išlo o statickú zásobu podzemnej vody, nahromadenú v čiastkovej depresii na povrchu zvetranej zóny paleogénu, šachticou vyčerpanú. Obdobný chemizmus mali i vody získané odčerpávaním radu hydrogeologických vrtov v zosuvnom území.

Z *mezozoických súvrství* Karpát z hydrogeologického hľadiska sú najvýznamnejšie vápencovo-dolomitické komplexy stredného a vrchného triasu. V závislosti od hĺbky obehu vôd v týchto súvrstviach kolíše teplota i celková mineralizácia, podmienená naviac aj rýchlosťou prúdenia vôd, ktorá závisí od stupňa rozpukania, zvetrania atď.

Osobitný charakter má obeh podzemných vôd v krasových oblastiach, ktorý je podstatne rýchlejší ako puklinový obeh v neskrasovatených vápencovo-dolomitických komplexoch. Dôsledkom toho je nízka mineralizácia krasových vôd a častý výskyt agresívneho CO_2 (analýza 66). Celková mineralizácia kolíše od 0,3 do 0,8 g/l. Hlbšie obehy (vody mezozoika navŕtané v podloží vnútorných kotlín) majú popri zvýšenej mineralizácii nad 1 g/l i zvýšenú teplotu.

Vysvetlivky k tab. chemických analýz

Analýzy 1—10 *rôzne lokality v USA:* 1—2 gabro, 3 — peridotit, 4 — serpentín, 5—6 bazalt, 7 — tufobrekcie olivin. bazaltu, 8 — granodiorit, 9 — monzonit, 10 — žula; 11 — žula Čavoj, 12 — žula Turie, pramenná sústava Čerenková, 13 — dvojsľudná žula Hradná dolina; 14—16 andezit; 14 — Majere vrt P-7, 15 — Handlová, 16 — Remata, 17 — andezit. aglomeráty Handlová, 18—21 *rôzne lokality v USA:* 18—20 ryolit, 21 — ryolitový tuf, 22—23 pontské vrstvy Komárno (vrty), 24—26 pontské vrstvy; 24 — Jatov, 25 — Komjatice, 26 — Poľný Kesov, 27—29 panónske vrstvy: 27—28 — Galanta; 29 — Nová Osada; 30 — helvétske vrstvy Nesvačilka, 31 — rupelské vrstvy Nesvačilka, 32—34 *akvitánske vrstvy:* 32 — Dolné Plachtince, 33—34 *Juhoslovenská uhoľná panva,* 35—41 *Juhoslovenská uhoľná panva:* 35—39 helvétske medzislojové piesky, 40 — helvétske nadslojové íly, 41 — helvétske mangánové a onkoforové piesky, 42 — tortónske tufity Nováky, 43 — burdigal Nováky, 44—48 *paleogénne vrstvy:* 44 — Nováky, 45 — Hrabovec, 46 — Matiaška, 47 — Osadné, 48 — Smilno; 49 — paleogénne menilit. vrstvy Brezovka, 50—54 *centrálnokarpatský paleogén:* 50—51 pieskovce Levoča, 52 — súľovské zlepence Bodiná, 53 — bridlice Handlová, 54 — zlepence Kocúrany; 55 — *alúvium* Laborca—Michalovce, 56—60 *aluviálne náplavy:* 56 — Hrona Tlmáče, 57 — Nitry Nové Zámky, 58 — Dunaja Petržalka, 59 Moravy Vysoká, 60 — Ipľa Sokolec; 61 — dejekčné kužele Pernek, 62 — viate piesky Plavecký Štvrtok, 63 — delúvium z vulk. mat. Handlová, 64—65 *jurské vápence* Malé Karpaty, 66 — vápence Muránska planina, 67 — neokom. vápence Kráľova studňa, 68 — vápence a šošov. dolomit. Muráň, 69 — vápence a síln. vplyv dolomit. polôh Jalšové; 70—72 dolomity: 70 — Uhrov. Podhradie, 71 — Predvrícko, 72 — Brezová; 73—74 seiské bridlice Rovné, 75—76 vplyv. werf. vrstiev na vody váp. a dolomitov; 75 — Hradzavá dolina — Muráň, 76 — Rudňany, 77—78 keuperské bridlice: 77 — Veľké Záblatie, 78 — Valaská Belá, 79 — vplyv keupra na vody váp. a dolom. dolina Slov. potoka, 80 — rula Dubnica pri Bojniciach, 81—82 granát. svory Domošky, 83 — porfyroid Rožňava, 84 — migmatity Jarabinské Studienky, 85 — amfibolit Malinište, 86 — chlorit. sericit. fylity Nálepkovo; 38—90 *rôzne lokality v USA:* 88 — rula, 89 — sľudnaté kryšt. bridlice, 90 — kremité bridlice.

Chemizmom sú vody karbonatických súvrství kalcium-bikarbonátové, resp. kalcium-magnézium-bikarbonátové. Koeficient Mg/Ca výstižne indikuje účasť vápencov a dolomitov na formovaní výsledného chemizmu vôd. Vody, cirkulujúce v čistých vápencoch, majú nízke hodnoty tohto koeficienta, iba zriedka nad 0,1 (analýzy 65—67); vody z dolomitických vápencov, resp. podzemné obehy podstatnejšie ovplyvňované dolomitmi majú hodnoty tohto koeficienta v rozmedzí 0,3—0,7 (analýzy 68, 69); u vôd z čistých dolomitov hodnota koeficienta Mg/Ca zriedkavo klesá pod 0,8 (analýzy 70—72).

Zvýšený obsah síranov, častý u niektorých vôd mezozoika môžeme interpretovať ako dôsledok styku podzemných vôd s pestrými bridlicami werfenu, príp. keupra (analýzy 73—79), v ojedinelých prípadoch i ako odraz oxydačných zón sulfidického zrudnenia.

Chemizmus podzemných vôd metamorfovaných hornín

Účinkom regionálne pôsobiacich endogénnych činiteľov menia sa sedimentárne a vyvrelé horniny na metamorfované. Premena vyvrelých hornín na kryštalické bridlice nie je doprevádzaná podstatnejšími zmenami chemizmu; dochádza iba k prekryštalizovaniu silikátov a k usmerneniu textúry v smere pôsobenia tlaku. Naproti tomu metamorfóza sedimentárnych hornín môže byť doprevádzaná významnejšími zmenami chemizmu. Intenzita metamorfózy je daná hĺbkou, v ktorej došlo k pôsobeniu endogénnych faktorov.

Pretože základnými horninotvornými minerálmi prakticky všetkých metamorfovaných hornín (s výnimkou kryštalických vápencov) sú rôzne silikáty, chemizmus geneticky na ne viazaných vôd sa prakticky nelíši od chemizmu vôd vyvrelých hornín. Základnými reakciami na kontakte *voda — hornina* budú opäť hydrolytické procesy štiepenia silikátov. Prevládajúci je typ kalcium-bikarbonátový, s prechodmi ku kalcium-sulfátovému, resp. nátrium-bikarbonátovému. Mineralizácia zriedka dosahuje vyšších hodnôt (nad 0,3 g/l). Okrem zriedkavých prípadov pórovitého zvodnenia (pieskovce, arkózy), ide prevažne o puklinové nehlboké obehy podzemných vôd. Príklady chemizmu sú uvedené v tabuľke (analýzy 80—90).

Záver

Rozhodujúcim faktorom, určujúcim kvalitu i kvantitu mineralizácie podzemných vôd je mineralogicko-chemický a hydrogeologický charakter zvodneného súvrstvia, ktoré je prostredím ich obehu. Kvantita mineralizácie je podmienená i ďalšími faktormi, z ktorých najvýznamnejším je hĺbka uloženia daného zvodneného obzoru, definovaná určitými pT podmienkami, hodnota ktorých ovplyvňuje kvantitatívny priebeh fyzikálno-chemických procesov heterogénneho fázového rozhrania hornina — voda (plyn). Vplyv mineralogicko-chemického charakteru hor-

ninového prostredia na chemizmus podzemných vôd bol študovaný na príkladoch vôd geneticky viazaných na rôzne typy hornín vyvrelého, metamorfovaného i sedimentárneho pôvodu.

Chemizmus vôd vyvrelých a metamorfovaných hornín je produktom hydrolytických reakcií štiepenia ich silikátových minerálov. Pomalosť a malá intenzita týchto reakcií v podmienkach normálnych, resp. nepatrne zvýšených hodnôt pT, je príčinou nízkych mineralizácií týchto vôd a iba malých modifikácií chemizmu hlavne v katiónovom zložení.

Pestrosť mineralogicko-chemického zloženia sedimentárnych hornín, spôsobená rôznymi podmienkami ich vzniku, odráža sa aj v chemizme podzemných vôd, prichádzajúcich s nimi do styku. Z hydrogeochemického hľadiska je u týchto hornín dôležitý aj obsah a charakter spolusedimentovaných rozpustných solí. Každé sedimentačné prostredie odovzdáva totiž tvoriacemu sa sedimentu časť svojich solí vo forme vodného obalu sedimentujúcich častí, vody uzavretej v dutinách atď. U sekundárne tmelených klastických sedimentov je dôležitý aj charakter tmelu.

Pretože podzemné vody sedimentárnych hornín dochádzajú do styku s podstatne rozpustnejším materiálom, ich mineralizácia je značne vyššia, ako u vôd vyvrelých, resp. metamorfovaných hornín. Významnou zákonitosťou je spojitý vzrast mineralizácie vo vertikálnom profile sedimentárnych panví. Chemizmus povrchových, resp. nehlboko uložených zvodnených obzorov je charakterizovaný pestrou varietou typov s prevahou v katiónovom zložení iónov Ca^{+2} a Mg^{+2} a v aniónovom zložení iónov HCO_3^- a SO_4^{-2}. S rastúcou hĺbkou mení sa chemizmus smerom k typu nátrium-bikarbonátovému, resp. nátrium-chloridovému.

LITERATÚRA

[1] Alekin O. A. (1952): Gidrochimija, Gidrometeoizdat, Leningrad. — [2] Ashmore P. G. (1962): Principles of chemical equilibrium, Monographs for teachers N° 5, Royal Institute of Chemistry, London. — [3] Askew H. O. (1923): Solubility and hydrolysis of calcium carbonate, Trans. New Zealand Inst. *54.* — [4] Brdička R. (1952): Základy fyzikální chemie, ČSAV, Praha. — [5] Brown G. I. (1959): Úvod do moderní teorie chemické vazby; preklad z angl., SNTL, Praha. — [6] Correns C. W. (1940): Die chemische Verwitterrung der Silikate. Naturwissenschaft *28;* Berlín. — [7] Dlabač M., Michalíček M. (1960): Hydrogeologie podunajské nížiny. Rukopis; Geofond Bratislava. — [8] Emmons W. H. (1917): The enrichment of ore deposits. U. S. Geol. Survey Bull. *625.* — [9] Emmons W. H., Harrington G. L. (1913): A comparison of the waters of mines and hot springs, Econ. Geol. *8.* — [10] Frear G. H., Johnston J. (1929): The solubility of calcium carbonate (calcite) in certain aqueous solutions at 25 °C. J. Am. Chem. Soc. *51.* — [11] Ginzburg I. I. (1957): Voprosy energetiky reakcij processov vyvetrivanija nekotorych aljumosilikatov, Kora vyvetrivanija, vyp. 5. — [12] Goldich S. S. (1938): A study in rock weathering, J. Geology *46.* — [13] Goldschmidt V. M. (1954): Geochemistry (edited by A. Muir), Claredon Press, Oxford. — [14] Hawkes H. E., Webb J. S. (1962): Geochemistry in Mineral exploration, Harper and Row Publishers, N. York and Evanston. — [15] Hem J. D.

(1959): Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. Geol. Survey Water — Supply Paper 1473. — [16] Hodge E. T. (1915): Composition of waters in mines of sulphide ores, Econ. Geol. *15.* — [17] Chebotarev I. I. (1952): Metamorphism of natural waters in the crust of weathering, Geochim. et cosmochim. Acta *8.* — [18] Chitarov N. I., Mulikovskaja E. P. (1935): K geochimii rudničnych vod sulfidnych mestorožděnij. Problemy sov. geol. N° 8. — [19] Janák J. (1959): Úloha iontové rovnováhy při tvorbě a metamorfose přírodních vod v sedimentárních oblastech, Geolog. práce, Zprávy 15. — [20] Kohnke H. E. (1934): Some of the factors affecting the oxidation-reduction potencial of the soils, Dissert. for degree of Phdr, Ohio State University. — [21] Kuenen P. H. (1950): Marine geology, J. Willey and Sons Inc., N. York. — [22] Květ R. — Michalíček M. (1960): Povrchový hydrogeochemický průzkum Malé Dunajské nížiny. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [23] Květ R. — Michalíček M. (1960): Hydrogeochemický výzkum záp. části karpat. flyše. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [24] Mason B. (1952): Principles of geochemistry, J. Willey and Sons Inc., N. York. — [25] Michalíček M., Květ R. (1958): Hydrogeochemický výzkum magurského flyše a dukelsko-užockých vrás. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [26] Nedorost M., Janák J. (1955): Geochemie hlubinných vod. Rukopis; archív VÚN, Brno. — [27] Plotnikov N. I., Syrovátko M. V., Ščegolev D. I. (1957): Podz. vody rudnych mestorožděnij, Metalurgizdat, Moskva. — [28] Rankama K., Sahama T. G. (1950): Geochemistry. Chicago Univ. Press, Chicago. — [29] Samarina V. S. (1958): Gidrochimičeskoje oprobovanie podz. vod. Izd. Leningr. univ., Leningrad. — [30] Sato M. (1960): Oxidation of sulfide ore bodies II. Oxidation mechanisms of sulfide minerals at 25 °C. Econ. Geol. *55,* N° 6. — [31] Schoeller H. (1962): Les eaux souterrains, Mason et Cie, Paris. — [32] Svedrup H. N., Johnson M. W., Fleming R. H. (1942): The Oceans, Prentice Hall Inc., N. York. — [33] Stevens R. E. (1934): Studies on the alkalinity of some silicate minerals. US Geol. Survey Prof. Paper *185.* — [34] Zobel C. E. (1946): Redox potential of marine sediments, Am. Assoc. of Petrol. Geol., Bull. *30.* — [35] White D. E., Hem J. D., Waring G. A. (1963): Chemical composition of subsurface waters, Geol. Survey Prof. Paper. *440*-F.

STANISLAV GAZDA

REFLECTION OF ROCK ENVIRONMENT IN CHEMISM OF UNDERGROUND WATERS

The mineralogico-chemical and hydrogeological character of the aquified sequence — that is the environment of the water circulation, is the decisive factor determining the quality and quantity of mineralization of the underground waters. However, the mineralization quantity is conditioned also by further factors. The most important of theose is the depth of position of the given aquified horizon defined by certain pT conditions. The value of the pT conditions has an important influence upon the quantitative course of the physico-chemical processes on the heterogenous phase boundary water-rock (gas).

The influence of the mineralogico-chemical character of the rock environment upon the chemism of underground waters has been studied on the instances of waters genetically bound with various rock types of the igneous, metamorphosed and sedimentary origin.

Chemism of the waters of igneous and metamorphosed rocks is the product of hydrolytic reactions of disintegration of their silicate minerals. Slowness and low intensity of the reactions under the conditions of normal or slightly decreased pT values, cases low mineralization of the waters and only small modifications of chemism, especially in the cation compositions.

The variegatedness of mineralogico-chemical composition of sedimentary rocks is being caused by different conditions of their origin and is reflected also in the chemism of underground waters coming into some contact with the sedimentary rocks. As far as the hydrogeochemical standpoint is concerned, also the content and nature of soluble salts sedimented together with sedimentary rocks, is important. In fact, every sedimentary environment gives a certain portion of its salts in the form of water-cover of sedimenting particles, or water closed in cleavages etc., to the forming sediment.

With the clastic sediments, that have been secondary-cemented, also the nature of the cement is important.

Since the underground waters of the sedimentary rocks have contact with essentially better soluble materials, their mineralization is remarkably higher that that of waters of the igneous or metamorphosed rocks. There is a very important law of the continuous increase of mineralization in the vertical section of sedimentary basins. Chemism of the surface aquified horizons or of not too deep ones is characterized by variety of types with predominance in the kation composition of Ca^{+2} and Mg^{+2} ions and in the anion composition of the HCO_3^- and SO_4^{-2} ions. With the increasing depth, chemism is being changed in the direction to the natrium-bicarbonate or natrium-chlorid types.

GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 32

Vydal Ústredný ústav geologický, redakcia Bratislava
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave
roku 1964

Vedecký redaktor pg. Ondrej S a m u e l, C. Sc.

Pov. 2058/I.-63. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave písmom garmond Kolektív.
AH 24,29, VH 24,78 — K-03*41203

Cena brož. Kčs 29,—
64/III-3