# ZÁPADNÉ KARPATY

CS ISSN 0139-7583

SÉRIA

## *hydrogeológia a inžinierska geológia 10*

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1992

# ZÁPADNÉ KARPATY

**SÉRIA**

## *hydrogeológia a inžinierska geológia 10*

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

**GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1992**

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: 1 B 104a

kat. čís.: 333/93

Kčs ~~kúpa~~ PV: 65,-

Kčs vým.:

Kčs dar:

+ 2 príl.

© Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1992

**ISBN 80-85314-16-9**

**ZÁPADNÉ KARPATY**

**SÉRIA**
***hydrogeológia a inžinierska geológia***
***10***

VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. Vladimír Hanzel, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH
RNDr. Ondrej Franko, DrSc., RNDr. Igor Modlitba, CSc., RNDr. Kamil Vrana, CSc.,
RNDr. Michal Zakovič

# Obsah — Contents

HANZEL, V.: Hydrogeológia Belianskych Tatier a severných svahov Vysokých Tatier — Hydrogeology of the Belianske Tatry Mts. and northern slopes of the Vysoké Tatry Mts. 7

MALÍK, P.—KULLMAN, E.—VRANA, K.: Hydrogeológia karbonátov mezozoika Brezovských Karpát — Hydrogeology of Mesozoic carbonates in Brezovské Karpaty Mts. . . . . 53

FENDEK, M.—HANZEL, V.—BODIŠ, D.—NEMČOK, J.: Hydrogeotermálne pomery Popradskej kotliny — Hydrogeothermal potential of the Poprad Basin . . . . . 99

FENDEK, M.—BODIŠ, D.: Možnosti reinjektáže geotermálnych vôd v centrálnej depresii podunajskej panvy — Possible ways of reinjecting geothermal waters in the central depression of Danube Basin . . . . . 131

REMŠÍK, A.—FRANKO, O.—BODIŠ, D.: Geotermálne zdroje komárňanskej kryhy — Geothermal resources of Komárno block . . . . . 159

Západné Karpaty, séria hydrogeológia a inž. geol. 10, s. 7—51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1992

VLADIMÍR HANZEL

# Hydrogeológia Belianskych Tatier a severných svahov Vysokých Tatier

12 obr., 19 tab., anglické resumé

Abstract. Five karst-fissure hydrogeological structures have been established in Mesozoic sediments on the northern slopes of the Vysoké Tatry Mts. and in the Belianske Tatry Mts.

Regime measurements in 1975 — 80 made it possible to calculate 2193 $l.s^{-1}$ of natural groundwater resources on the area of Mesozoic structures totalling 99.0 $km^2$. An average specific groundwater runoff from the individual structures ranged from 18.4 to 24.5 $l.s^{-1}.km^{-2}$.

## Obsah

Úvod . . . . . 7
Fyzicko-geografická charakteristika . . . . . 8
Geologicko-tektonický vývoj . . . . . 11
Hydrogeologické pomery . . . . . 12
Základné hydrogeologické hodnotenie . . . . . 12
Hydrogeologické štruktúry krasovo-puklinových vôd . . . . . 15
Režim podzemných vôd a ich vzťah k povrchovým tokom . . . . . 29
Zdroje krasovo-puklinových vôd . . . . . 34
Hydrogeochemické pomery . . . . . 40
Využitie a ochrana podzemných vôd . . . . . 46
Literatúra . . . . . 47
Anglické resumé . . . . . 49

## Úvod

Významné zdroje puklinových a krasovo-puklinových vôd v Západných Karpatoch sa nachádzajú aj vo vápencovo-dolomitových komplexoch mezozoika Belianskych Tatier a severných svahov Vysokých Tatier.

RNDr. V. HANZEL, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

V roku 1983 Geologický ústav Dionýza Štúra ukončil hydrogeologický výskum tohto územia ako súčasť štátnej úlohy „Hydrogeologický výskum vybraných oblastí Slovenska". Na výsledky hydrogeologického výskumu vo východnej časti Belianskych Tatier v súčasnosti nadväzujú práce hydrogeologického prieskumu.

Hydrogeologická preskúmanosť územia bola v minulosti veľmi malá a výrazne zaostávala za geologickou. Určité poznatky o výskyte prameňov v území uvádzajú vo svojich prácach A. Gorek (1959) a D. Andrusov (1959). V krátkej správe A. Biely (1955) vysvetľuje pôvod niektorých väčších prameňov v okolí Tatranskej kotliny. M. Lukniš (1973) a J. Sekyra (1954) vo svojich prácach venujú pozornosť skrasovateniu Belianskych Tatier, výskytu krasových javov a okrajove i výskytu krasových vyvieračiek. Podobne sa A. Droppa (1955) zaoberá vo svojej práci nielen hodnotením Belianskej jaskyne, ale i širšieho okolia, pričom uvádza i niektoré údaje o výskyte prameňov v širšom okolí.

Hydrologické pomery Tatranského národného parku i s hydrologickou bilanciou územia uvádza vo svojej práci J. Pacl (1968).

Prvé ucelené zhodnotenie hydrogeologických pomerov územia bolo urobené pre základnú hydrogeologickú mapu v mierke 1 : 200 000, list Poprad (V. Hanzel et al., 1974), na ktorú nadväzovala vodohospodársko-hydrogeologická mapa 1 : 200 000 povodia riek Poprad a Dunajec (V. Hanzel et al., 1976) pre Smerný vodohospodársky plán SSR. Hydrogeologické pomery kryštalinika a kvartérnych sedimentov Vysokých Tatier boli podrobne zhodnotené v záverečnej správe z hydrogeologického výskumu Vysokých Tatier a ich predpolia (V. Hanzel—S. Gazda et al., 1979).

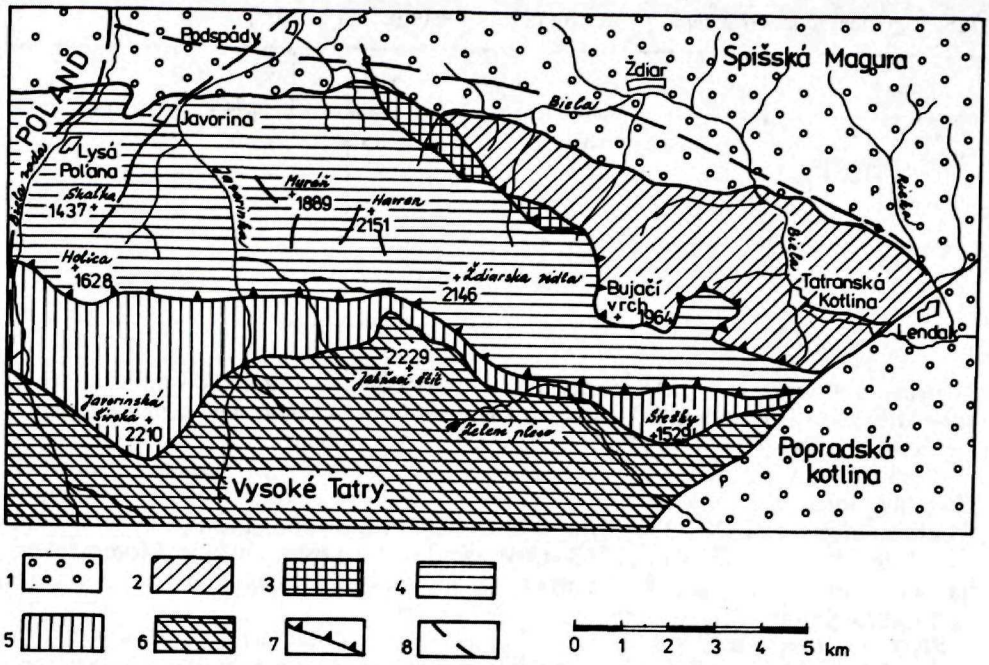
Vplyv základných geologických štruktúr na vývoj krasu medzi Kolovou a Širokou dolinou na severných svahoch Vysokých Tatier zhodnotil v diplomovej práci S. Pavlarčík (1976). Podzemné vody severnej časti Vysokých Tatier a možnosti ich vodohospodárskeho využitia hodnotí v diplomovej práci M. Jezný (1976).

## Fyzicko-geografická charakteristika

Hodnotené územie predstavuje severné ukončenie Východných Tatier. Na východe je geograficky ohraničené Tatranskou kotlinou, Lendakom a na Z štátnou hranicou s Poľskou republikou (obr. 1).

Podľa členenia E. Mazúra—M. Lukniša (1980) územie tvoria 2 orografické celky: Belianske Tatry a severné svahy Vysokých Tatier. Orografická hranica medzi Vysokými a Belianskymi Tatrami prebieha dolinou Predných Meďodolov, Zadných Meďodolov do Javorovej doliny a údolím Javorovej doliny pokračuje na S k obci Javorina.

Najvyššiu časť územia tvorí na J hlavný hrebeň Vysokých Tatier s nadmorskou výškou nad 2 000,0 m (najvyšší vrchol Ľadový štít, 2 627 m) a najnižšiu oblasť Tatranskej Kotliny s nadmorskou výškou okolo 700,0 m.




Obr. 1 Schematická tektonická mapa Belianskych Tatier a severných svahov Vysokých Tatier
Zostavili: V. HANZEL—J. HAŠKO, 1986 (s použitím mapy S. SOKOLOVSKÉHO)
1 — vnútrokarpatský paleogén, 2 — čiastkový príkrov Bujačieho vrchu, 3 — šošovkové pásmo Žľabiny, 4 — čiastkový príkrov Havrana, 5 — vysokotatranská séria: mezozoikum a ležatá vrása Javorinskej Širokej, 6 — vysokotatranská séria: kryštalinikum, 7 — presunové línie, 8 — zlomy

*Reliéf* Tatier je výsledkom zložitejších geomorfologických procesov. Hrubé tvary sa formovali vplyvom tektonických pohybov. V neogéne boli v študovanom území založené doliny, ktoré boli v pleistocéne premodelované ľadovcami do trógov a v záveroch dolín sa rozširujú v kary.

Rozšírenie krasového fenoménu sa vyznačuje zastúpením prakticky všetkých primárnych povrchových a podpovrchových krasových foriem. Najintenzívnejšie je rozvinutý kras v dolinách Kolová, Javorová, Široká, Svišťoviek, Bielovodská, od Tristérskej doliny po Tatranskú Kotlinu atď.

*Hydrograficky* patrí územie do povodia rieky Dunajec, ktorá je prítokom Visly. Rozvodie povodia Popradu a Bielej vody (Bialky) rozdeľuje územie na západnú časť, ktorú odvodňuje Javorinka so svojimi prítokmi do rieky Bialka a východnú časť, odvodňovanú tokmi Biela, Čierna voda a Biela voda do rieky Poprad.

*Klimatické pomery* územia sú dané jeho zemepisnou polohou s vertikálnym členením povrchu. Podľa Atlasu podnebia Československa (1958) je skúmané územie zaradené do chladnej oblasti. Nižšie položená časť patrí k okrsku mierne chladnému — $C_1$ s teplotou v júli 12—16 °C. V strednej časti prechádza do okrsku chladného horského — $C_2$ s teplotou v júli 10—12,0 °C a vrcholová časť do okrsku studeného horského — $C_3$ s priemernou teplotou v júli pod 10,0 °C.

Teplotu vzduchu výrazne ovplyvňuje nadmorská výška územia, pričom so stúpajúcou nadmorskou výškou klesá. Priemerné mesačné teploty v najnižšej časti územia (stanica

Tab. 1 Priemerné mesačné teploty vzduchu (1951—1980) (podľa SHMÚ)

| Stanica | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. | XI. | XII. | Ročný priemer |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| hrebeň Tatier 2000 m n. m. | −9,3 | −9,0 | −6,9 | −3,0 | 1,6 | 5,5 | 6,9 | 6,8 | 3,9 | 0,6 | −4,0 | −7,3 | −1,2 |
| Javorina 1006 m n. m. | −5,4 | −4,4 | −1,5 | 3,0 | 8,0 | 11,7 | 13,1 | 12,5 | 9,2 | 5,2 | 0,5 | −3,4 | 4,0 |
| Tatranská Kotlina 752 m n. m. | −4,7 | −3,2 | −0,1 | 5,3 | 10,4 | 13,9 | 15,2 | 14,6 | 10,9 | 6,1 | 1,2 | −2,8 | 5,6 |

Javorina, Tatranská Kotlina) a na hrebeni sú uvedené v tab. 1. Z údajov vidieť, že zima je tu studená a leto chladné. V zime sú často teplotné inverzie, keď teplota vzduchu s výškou vzrastá — na svahoch sú vyššie teploty ako v doline.

Zrážky v tomto území majú svoj režim zodpovedajúci hlavným znakom kontinentálnej klímy horského typu s maximom zrážok v teplom polroku (V.—X.) a s minimom v chladnom polroku (X.—IV.). Hlavným činiteľom, ktorý podmieňuje vznik a režim zrážok, je atmosferická cirkulácia. Jej vplyv sa prejavuje v postupe cyklón, ktoré vznikajú na polárnom fronte v oblasti Atlantického oceánu a na svojom postupe od SZ sa vyzrážajú v Tatrách.

Plošné rozloženie zrážok závisí od nadmorskej výšky a orientácie územia voči prúdeniu od Atlantického oceánu. Z toho dôvodu sú bohatšie na zrážky západné až sevrozápadné svahy než južné a východné svahy. Najvyššie zrážky sú vo vrcholovej časti Tatier, kde dosahujú hodnoty nad 2 000 mm. Priemerné mesačné a ročné úhrny zrážok za roky 1951—1980 sú uvedené v tab. 2.

Tab. 2 Priemerný úhrn zrážok v mm (1951—1980) (podľa SHMÚ)

| Stanica | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. | XI. | XII. | Ročný úhrn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ždiar — Javorina | 53 | 59 | 70 | 75 | 115 | 172 | 186 | 149 | 102 | 90 | 59 | 49 | 1179 |
| Ždiar — Biela Voda | 61 | 67 | 73 | 82 | 120 | 183 | 197 | 157 | 108 | 98 | 74 | 57 | 1277 |
| Tatranská Kotlina | 45 | 47 | 57 | 60 | 97 | 129 | 142 | 119 | 79 | 70 | 59 | 46 | 950 |

Dôležitým znakom klímy je i výskyt snehovej pokrývky, ktorá značne ovplyvňuje režim povrchových i podzemných vôd. Nízka teplota vzduchu vytvára vhodné podmienky pre vznik a trvanie snehovej pokrývky. Priemerný prvý deň so snehovou pokrývkou v údoliach je po 20. októbri, na vrcholoch už 1. októbra, a trvá v údoliach do konca apríla, na vrcholoch až do 12. mája. Priemerný počet dní so snehovou pokrývkou je uvedený v tab. 3.

Maximálna výška snehovej pokrývky v údoliach je okolo 150 cm a na vrcholoch okolo 200 cm.

Tab. 3 Priemerný počet dní so snehovou pokrývkou

| Miesto | Sneženie | | Snehová pokrývka | |
|---|---|---|---|---|
| | Dĺžka celého obdobia | Počet dní so snežením | Dĺžka celého obdobia | Počet dní so snehovou pokrývkou |
| Javorina | 216 | 60 | 186 | 144 |
| Lomnický štít | vyskytuje sa po celý rok | 157 | vyskytuje sa po celý rok | 236 |

## Geologicko-tektonický vývoj

Tatry majú v geológii významné postavenie, a preto im už v minulosti bola venovaná značná pozornosť. Najkomplexnejšie boli geologické pomery územia študované v 50-tych rokoch. Geologicko-petrografické pomery kryštalinika zhodnotil A. GOREK (1959). Podrobný geologický výskum mezozoika urobil D. ANDRUSOV (1959). Súhrnne je geologická preskúmanosť územia spracovaná v textových vysvetlivkách ku geologickej mape 1 : 200 000, list Vysoké Tatry (O. FUSÁN et al., 1963).

Na geologickej stavbe územia sa podieľajú nasledovné základné tektonické jednotky (obr. 1):

Bazálnu tektonickú štruktúru tvorí tatrikum s autochtónnym a paraautochtónnym kryštalinikom, obalovým permom a vysokotatranskou (tomanovskou) mezozoickou sériou.

Tektonicky vyššou alochtónnou jednotkou je fatrikum, predstavované čiastkovým príkrovom Havrana, čiastkovým príkrovom Bujačieho vrchu a šošovkovým pásmom Žiabiny, ktoré sa nachádza vo forme tektonických šošoviek medzi spodnejším čiastkovým príkrovom Havrana a vyšším príkrovom Bujačieho vrchu.

Na fatriku leží diskordantne transgresívny vnútrokarpatský paleogén.

Pestré zastúpenie v celom území majú sedimenty kvartéru.

Tektonický vývoj predmetného územia je odrazom najmä variskej a alpínskej orogenetickej fázy.

Kryštalické jadro Vysokých Tatier predstavuje antiklinórium s komplikovanou stavbou.

Najstaršími horninami v území sú kryštalické bridlice. Podstatná časť kryštalinika je reprezentovaná biotitickými granodioritmi, granodioritmi až granitmi s prejavmi autometamorfózy.

Celkove tatranský granitoidný masív predstavuje subhorizontálnu intrúziu jazykovitého tvaru, nepresahujúcu vo vertikále 1 200 m (A. GOREK, 1979).

Perm v predmetnom území je zastúpený meďodolskými (koperšadskými) zlepencami, ktoré vystupujú v nadloží kryštalinického jadra a v podloží spodnotriasových kremencov.

Tatrikum obalovej série je tvorené tomanovskou (vysokotatranskou) sériou, ktorá má stratigrafické rozpätie spodný trias — apt a ležatou vrásou Javorinskej Širokej, ktoré tvoria odlišné tektonické štýly. Tomanovská séria monoklinálne leží na kryštaliniku s generálnym úklonom na S. V Bielovodskej i v Javorovej doline je prešmyk, v dôsledku ktorého je spodný trias nasunutý na stredný trias s južnou vergenciou. Ide však o lokálne prešmyky (D. ANDRUSOV, 1950).

Ležatá vrása Javorinskej Širokej je typická svojím dvojitým kryštalinickým jadrom.

Mezozoikum čiastkového príkrovu Havrana je od obalovej série Javorinskej Širokej oddelené strmou presunovou líniou.

Litostratigraficky je zastúpený horninami od spodného triasu po apt.

Súvrstvie stredného triasu je v. smerom tektonicky stlačené a zastúpené len dolomitmi. V nadloží triasu leží súvrstvie jury a kriedy, ktorej najúplnejší vrstevný sled je v úseku Muráň—Havran. V celom čiastkovom príkrove Havrana D. ANDRUSOV (1950, 1959) vyčleňuje samostatnú digitáciu Holice, Suchého vrchu, Holého vrchu, Sedla, Skaliek a šošovkové pásmo Starého salaša. Zlomová tektonika je predstavovaná zlomami SV—JZ a SZ—JV. Najvýraznejší zlom prebieha v Širokej doline a pokračuje pod kvartérne sedimenty. Uvedené zlomové štruktúry sa uplatňujú aj vo vnútrokarpatskom paleogéne.

V tektonickom nadloží čiastkového príkrovu Havrana vystupuje fatrikum čiastkového príkrovu Bujačieho vrchu. Vytvára masívnu jednotku, zloženú z monoklinálnych, na SV uklonených sérií (A. GOREK, 1979). Bazálnu časť tvoria anisské vápence a najvrchnejšiu časť predstavuje komplex neokómu, tvorený slienitými vápencami a slieňmi s vložkami slienitých bridlíc.

Šošovkové pásmo Žľabiny vystupuje medzi fatrikom čiastkového príkrovu Havrana a čiastkovým príkrovom Bujačieho vrchu. Nie je súvislé, takže tektonické štruktúry fatrika sa niekedy priamo stýkajú.

Stratigrafické rozpätie šošoviek je od stredného triasu po neokóm. Litologicky a faciálne sú horniny zhodné s horninami uvedených príkrovov (D. ANDRUSOV, 1959).

Styk vnútrokarpatského paleogénu s fatrikom Belianskych Tatier je čiastočne transgresívny a čiastočne tektonický. Sávska orogenetická fáza sa prejavila vznikom zlomového systému sv.—jz. smeru a tiahne sa od Lendaku cez Tatranskú Kotlinu, Šumivý prameň a vyznieva v. od kóty Vyhliadka.

Vntútrokarpatský paleogén je tvorený bazálnou (transgresívnou) litofáciou a ílovcovou litofáciou, ktorá sa tektonicky stýka po celej dĺžke s mezozoikom čiastkového príkrovu Havrana.

Najmladšími sedimentmi sú kvartérne sedimenty zastúpené radom genetických typov, z ktorých najväčšiu pozronosť z hydrogeologického hľadiska si zaslúžia glacigénne, fluviálne a polygenetické sedimenty. Najväčšie rozšírenie majú v Bielovodskej a v Javorovej doline a v ich predpolí.

## Hydrogeologické pomery

### Základné hydrogeologické hodnotenie

Zložitá geologická stavba podmienila i zložitosť hydrogeologických pomerov územia. Jednotlivé hydrogeologické celky sa odlišujú obehom, režimom a chemizmom podzemných vôd.

Najstarší hydrogeologický celok predstavuje masív kryštalinika s puklinovou priepustnosťou. Silne rozpukaný granitoidný masív s plochou 12,9 km$^2$ v povodí Javorinky a 19,0 km$^2$ v povodí Bialky je postihnutý najmä alpínskou tektonikou. Vytvára pomerne dobré podmienky pre infiltráciu atmosferických zrážok. V celom masíve je rozptýlené množstvo puklinových prameňov s výdatnosťami prevažne menšími ako 1,01.s$^{-1}$ (obr. 2).

Podstatná časť puklinových vôd kryštalinika je drénovaná glacigénnymi balvanito-piesčitými a kamenito-piesčitými polygenetickými sutinami, ktoré vypĺňajú údolie Javo-

rinky a Bielej vody. Zväčša do nich prestupujú vo forme latentných prírónov. Relatívne menej priepustné kryštalinikum než sedimenty kvartéru a karbonáty mezozoika privádza do nich svojimi priklonenými svahmi, čiastočne na povrchu a čiastočne puklinovým systémom, značné množstvo zrážkových vôd.

Na charakterizovanie zvodnenia kryštalinika v území možno použiť výsledky sústavného režimového pozorovania z južných svahov Vysokých Tatier z povodia Belianskeho potoka na Troch studničkách (južný svah Kriváňa), kde sú analogické pomery ako v hodnotenom území. Z plochy povodia 4,0 $km^2$ sa v rokoch 1977—1980 priemerný ročný špecifický odtok podzemných vôd pohyboval od 10,0 do 5,71 . $s^{-1}$ . $km^{-2}$ a minimálny špecifický odtok od 4,2 do 1,21 . $s^{-1}$ . $km^{-2}$ (V. Hanzel—S. Gazda—I. Vaškovský, 1984).

Podstatná časť územia je budovaná horninami mezozoika vysokotatranskej série a krížňanského príkrovu (fatrikum). Na mezozoikum krížňanského príkrovu v severnej a východnej časti pohoria transgreduje vnútrokarpatský paleogén Spišskej Magury a Popradskej kotliny, ktorý svojou ílovcovou litofáciou vytvára nepriepustnú bariéru podzemným vodám mezozoika. Z južnej strany sa mezozoikum stýka s kryštalinickým jadrom Vysokých Tatier, ktoré svojimi priklonenými svahmi k mezozoiku zväčšuje jeho zbernú oblasť, a tým ovplyvňuje režim podzemných vôd.

Veľmi vhodné klimatické podmienky Belianskych Tatier (vysoké zrážky, nízky klimatický výpar) spolu s vysokou infiltračnou schopnosťou popukaných a skrasovatených karbonátov a vhodnou geologickou stavbou vytvárajú veľmi dobré podmienky pre vysoké zvodnenie karbonátov čiastkového príkrovu Havrana a Bujačieho vrchu.

Z hydrogeologického hľadiska môžeme v mezozoiku vyčleniť horniny, ktoré sú prakticky nepriepustné, respektíve veľmi nízko zvodnené. Sú to spodnotriasové pestré ílovité bridlice čiastkového príkrovu Havrana, ktoré sa striedajú s polohami pieskovcov. Obdobný charatker má i vrchný trias vo fácii karpatského keuperu, zastúpený ílovcovo-pieskovcovým a ílovcovo-dolomitickým súvrstvím čiastkového príkrovu Havrana a Bujačieho vrchu a slienité ílovce, lumachelové vápence rétu krížňanského príkrovu.

Slienité a ílovité bridlice jury, slienité vápence a sliene neokómu čiastkového príkrovu Havrana a Bujačieho vrchu sú ako celok pre vodu nepriepustné. Všetky plnia funkciu usmerňovateľa cirkulácie podzemných vôd zvodnených karbonátov, a to nielen v rámci jednotlivých štruktúr, ale i medzi jednotlivými tektonickými, respektíve hydrogeologickými štruktúrami.

Z hľadiska zdrojov podzemných vôd sú najvýznamnejším kolektorom triasové vápence, dolomity, malm-urgónske organogénne vápence obalovej vysokotatranskej série, triasové vápence, dolomity, muránske organogénne vápence (apt) fatrika a zlepence, brekcie a vápence bazálnej litofácie paleogénu, ktoré s kriedovými muránskymi vápencami j. od Podspádov tvoria jeden zvodnený komplex s puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou.

Zložité geologické podmienky roztrieštili obeh a režim podzemných vôd na 5 hydrogeologických štruktúr krasovo-puklinových vôd (V. Hanzel et al., 1981, 1983).

Zo severu a z V sú štruktúry krasovo-puklinových vôd mezozoika Vysokých a Belianskych Tatier obmedzené ílovcovou litofáciou paleogénu Spišskej Magury a Popradskej kotliny. V dôsledku svojho litologického zloženia (absolútna prevaha ílovcov nad pieskovcami) je súvrstvie veľmi nízko zvodnené a ako celok nepriepustné. Svojou polohou v nadloží karbonátov mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu vytvárajú ich krasovo-puklinovým vodám nepriepustnú bariéru. Pre charakterizovanie zvodnenia ílovcovej litofácie sú v tab. 4 uvedené údaje zo sústavného pozorovania odtoku zo Spišskej Magury v oblasti Ždiaru.

Tab. 4 Špecifický odtok podzemných vôd z ílovcovej litofácie paleogénu v Spišskej Magure za obdobie 1975—1980

| Stanica | Plocha povodia $km^2$ | Minimálny odtok | | 330-denná voda | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | $l.s^{-1}$ | $l.s^{-1}.km^{-2}$ | $l.s^{-1}$ | $l.s^{-1}.km^{-2}$ |
| Ždiar Pod Príslopom | 2,28 | 2,0 | 0,87 | 9,16 | 4,02 |
| Ždiar Ždiarsky potok | 5,45 | 12,0 | 2,20 | 37,00 | 6,78 |
| Ždiar Blaščadská dolina | 2,04 | 1,0 | 0,49 | 10,33 | 5,06 |
| Ždiar Antošovský vrch | 2,11 | 1,0 | 0,47 | 9,33 | 4,42 |
| Ždiar Bachledova dolina | 3,51 | 0,0 | 0,0 | 14,00 | 3,98 |

Kvartérne sedimenty, hlavne glacigénne, fluviálne a polygenetické, sú charakterizované vysokou priepustnosťou. Ich hydrogeologický charakter je ovplyvnený niekoľkými faktormi. Relatívne menej priepustné kryštalinikum privádza z priklonených svahov, čiastočne po povrchu a čiastočne puklinovým sytémom, množstvo zrážkových vôd do glacigénnych a polygenetických sedimentov, čím zväčšuje ich infiltračné oblasti.

Ďalším faktorom je, že triasové karbonáty pôsobia pod kvartérnymi sedimentmi ako drén, alebo miestami sú kvartérne sedimenty dotované vodami z mezozoika v závislosti od ich vzájomnej geologickej pozície a priepustnosti.

Podstatnú časť puklinových vôd kryštalinika drénujú kvartérne sedimenty. Vyplňujú ľadovcové doliny Bialky, Rovienky, Javorinky, Čiernej Javorovej doliny a Kolového potoka, hlboko zarezané do kryštalinika, ktoré takto predstavujú drény s rozsiahlym účinkom. Piesčito-balvanito-kamenité glacigénne sedimenty a s nimi hydraulicky späté sedimenty úsypov, zlomísk, murovo-náplavových kužeľov sú vysoko priepustné. Podľa poznatkov z južnej časti Vysokých Tatier (V. Hanzel et al., 1979) sa u nich koeficient filtrácie pohybuje rádove od $10^{-3}$ do $10^{0}$ $m.s^{-1}$ a koeficient prietočnosti rádove od $10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$ do $10^{-4}$ $m^2.s^{-1}$.

Vysoká priepustnosť týchto sedimentov vytvára vhodné podmienky pre infiltráciu atmosferických zrážok, avšak nepriaznivé podmienky pre akumulovanie podzemných vôd spôsobujú, že infiltrované vody rýchlo pretečú cez glacigénne a sutinové sedimenty vo forme podpovrchového prúdu a rýchlo sa vrátia opäť na povrch v podobe prameňov, respektíve postupných prírónov do povrchových tokov, ktoré ich prerezávajú. Dokumentujú to výsledky hydrometrovania Bialky od Žabieho potoka po Rybí potok, kde sa prírony pohybovali od 340,0 do 87,0 $l.s^{-1}$. Z hľadiska akumulácie podzemných vôd v kvartérnych sedimentoch v dolinách v kryštaliniku je nevýhodou ich pozdĺžne narezanie potokmi s možnosťou drénovania na dlhom úseku.

Mineralizácia podzemných vôd z týchto kvarétrnych sedimentov je veľmi nízka, iba 40,0—25,0 $mg.l^{-1}$. Naproti tomu podzemné vody vyvierajúce z kvartérnych sedimentov vyplňujúcich doliny zarezané v triasových karbonátoch majú mineralizáciu 200,0—150,0 $mg.l^{-1}$, lebo predstavujú v podstate výtvery podzemných vôd z mezozoika.

Podľa sústavného režimového pozorovania na južných svahoch Vysokých Tatier v rokoch 1975—1980 je priemerný špecifický odtok podzemných vôd z kvartérnych sedimentov 8,31. $s^{-1}$. $km^2$ (V. HANZEL—S. GAZDA—I. VAŠKOVSKÝ, 1984).

## Hydrogeologické štruktúry krasovo-puklinových vôd

Štruktúrno-geologické podmienky Belianskych Tatier a severných svahov Vysokých Tatier umožňujú v území vyčleniť päť hydrogeologických štruktúr krasovo-puklinových vôd (obr. 2, V. HANZEL et al., 1981, 1983):

1. čiastková hydrogeologická štruktúra Šumivého prameňa,
2. hydrogeologická štruktúra Bujačieho vrchu,
3. hydrogeologická štruktúra Javorinskej Širokej,
4. hydrogeologická štruktúra Havrana,
5. hydrogeologická štruktúra Javorinky.

Čiastková štruktúra *Šumivého prameňa* je tvorená horninami čiastkového príkrovu Havrana v povodí Čiernej vody, ktorý je zastúpený horninami od spodného triasu po neokóm.

Kolektormi podzemných vôd sú strednotriasové vápence a dolomity s plochou 0,3 $km^2$ a sinemúrske kremence s plochou 0,2 $km^2$. Podstatnú časť štruktúry s plochou 2,8 $km^2$ tvoria nepriepustné sedimenty verfénu a keuperu. Z východu je ohraničená podtatranským zlomom, na ktorom sa stýka s nepriepustnými flyšovými sedimentmi paleogénu Popradskej kotliny, zo S nepriepustným súvrstvím neokómu, z J nepriepustným súvrstvím verfénu pozdĺž presunovej línie medzi obalovou sériou a čiastkovým príkrovom Havrana. Na západe tvorí ohraničenie čiastkovej štruktúry geografické rozvodie potoka Čierna voda, z hydrogeologického hľadiska je však v tejto časti štruktúra neuzavretá a má svoje pokračovanie zrejme aj v povodí Napajedlového potoka. Táto časť štruktúry je odvodňovaná 3 väčšími prameňmi, a to Šumivým, Malým Šumivým a prameniskom Sedem prameňov, ktorých výdatnosť je uvedená v tab. 5 a 6. Uvedená čiastková štruktúra s plochou 7,3 $km^2$ je zrejme dotovaná z podstatne väčšej rozlohy ako je vymedzená štruktúra. Hydrogeologické podmienky v západnej časti štruktúry umožňujú drénovať podzemné vody z karbonátov v oblasti Belanskej kopy a z glacigénnych sedimentov zo susedného povodia Napajedlového potoka, ktorý je súčasťou povodia Bielej vody. Tým je možné vysvetliť i veľkú výdatnosť prameňov štruktúry.

Najvýznamnejšou hydrogeologickou štruktúrou puklinovo-krasových vôd v území je *štruktúra Bujačieho vrchu.* Je tvorená čiastočne sedimentmi čiastkového príkrovu Havrana, hlavne však sedimentmi čiastkového príkrovu Bujačieho vrchu spolu so sedimentmi bazálnej litofácie paleogénu.

Východné a severné obmedzenie štruktúry tvoria nepriepustné flyšové sedimenty paleogénu Popradskej kotliny a Spišskej Magury, západné a južné rozvodie povrchového toku Biela. Kolektormi podzemných vôd sú hlavne triasové vápence a dolomity (25,9 $km^2$) a muránske vápence (1,5 $km^2$), ktoré spolu so sedimentmi bazálnej litofácie paleogénu (3,6 $km^2$) tvoria jeden zvodnený komplex. Štruktúra je odvodňovaná významnejšími prameňmi hlavne pri východnom okraji štruktúry (oblasť Tatranskej Kotliny), kde na podtatranskom zlome nepriepustnú bariéru štruktúry vytvára ílovcová litofácia paleogénu. Je to skupina 6 prameňov, vyvierajúca v tiesňave rieky Biela (pramene Husiar, Belianska jaskyňa), prameň Studienka v Starej Kotline a prameniska v Lendaku.

Tab. 5 Výdatnosti sústavne pozorovaných prameňov (podľa meraní SHMÚ Bratislava)

| Hydrogeologická štruktúra | Číslo a názov prameňa | | | Pozorovacie obdobie | Výdatnosť $l.s^{-1}$ | | | $\frac{Q_{max}-Q_{min}}{Q_{priem}}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | min. | max. | priem. | |
| Šumivý prameň | 2 | Šumivý | | 1974—1980 | 24,7 | 56,6 | 35,9 | 0,88 |
| | 3 | Malý Šumivý | | 1974—1980 | 2,6 | 4,8 | 3,4 | 0,64 |
| Bujačí vrch | 4 | Studienka | | 1974—1980 | 13,6 | 57,9 | 26,2 | 4,25 |
| | 5 | Belianska jaskyňa | — horný | 1) 23. 4.—4. 8. 1982 | 0,3 | 4,2 | 2,6 | 14,00 |
| | | | — dolný | | 3,5 | 12,9 | 8,4 | 3,68 |
| | 6 | Husiar | — horný | | 0,2 | 0,6 | 0,4 | 3,00 |
| | | | — dolný | | 6,2 | 18,2 | 11,5 | 2,93 |
| Havran | 13 | Javorová dolina | 1 | 1977—1980 | 0,0 | 15,0 | 1,6 | 9,55 |
| | | | 2 | 1977—1980 | 0,0 | 21,5 | 4,9 | 4,39 |
| | | | 3 | 1977—1980 | 0,0 | 37,0 | 4,6 | 7,97 |
| | 14 | Wywiory | A | 1973—1980 | 1,7 | 13,5 | 8,9 | 1,32 |
| | | | B | 1973—1980 | 0,0 | 15,6 | 7,9 | 1,96 |
| | 16 | Javorina | 1 | 1973—1980 | 0,2 | 6,0 | 0,5 | 11,74 |
| | | | 2 | 1973—1980 | 0,4 | 2,8 | 0,7 | 3,51 |

1) Merania podľa V. Šťastného, 1982, IGHP, š. p., závod Košice

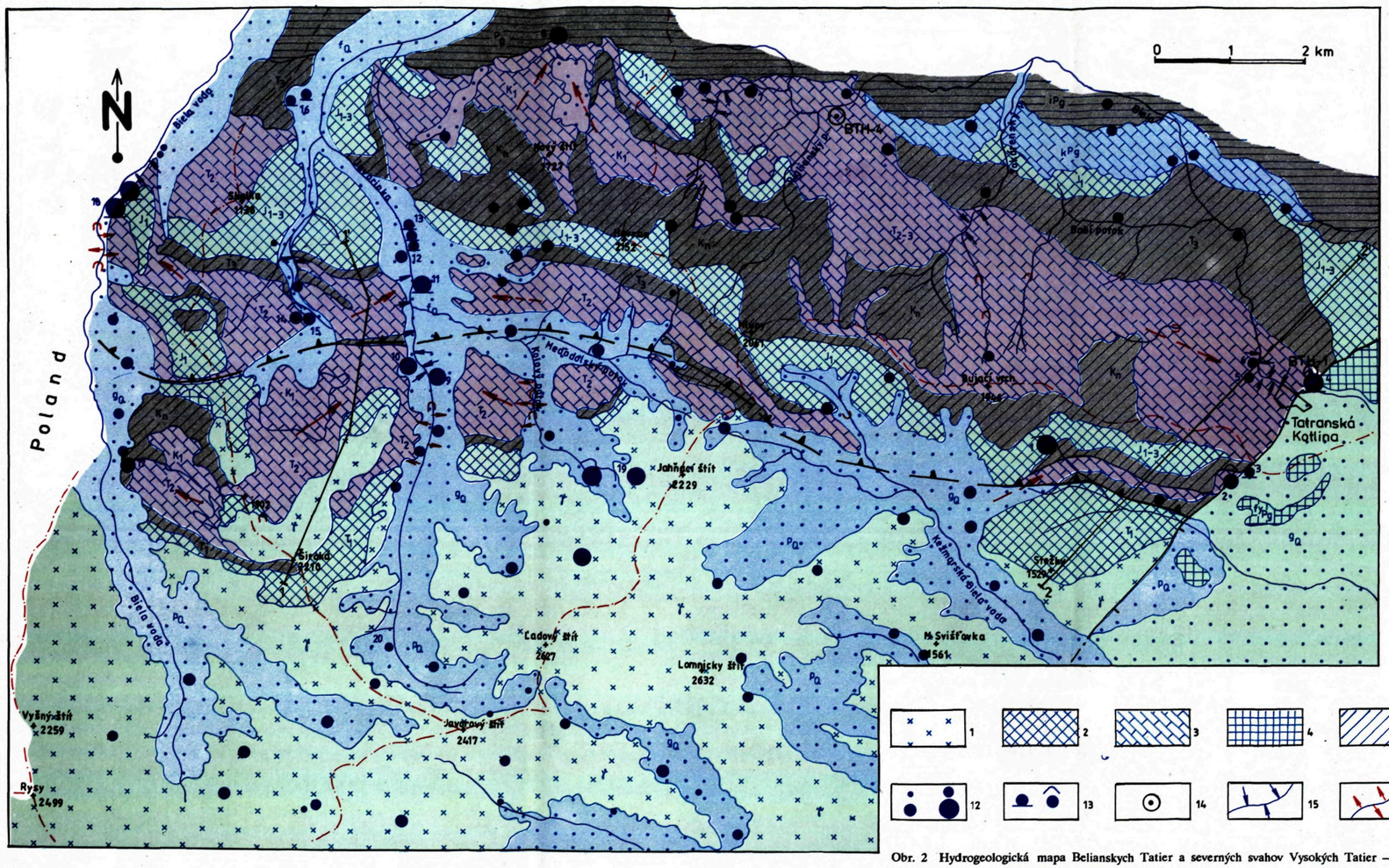
Najvýznamnejším z nich je prameň Studienka s výdatnosťou 13,6—57,91.$s^{-1}$ (tab. 5). Ďalšie 3 významnejšie pramene odvodňujúce severozápadnú časť štruktúry sú v Tristárskej doline s výdatnosťou od 5,0 do 17,01.$s^{-1}$. Ďalšia časť podzemných vôd prestupuje do povrchových tokov v podobe skrytých príronov, a to hlavne do potoka Biela v Tatranskej Kotline, do Tokárskeho potoka a do potoka Biela v Tristárskej doline (tab. 7).

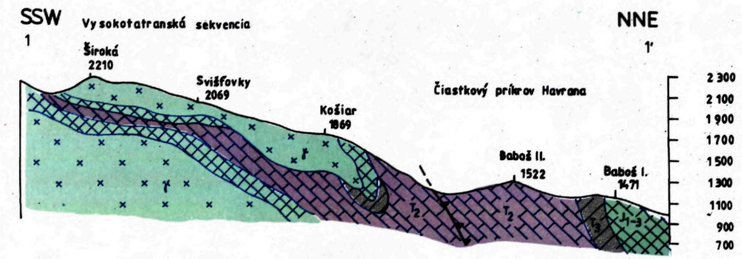
Vo východnej časti štruktúry v Tatranskej Kotline bol odvŕtaný hydrogeologický vrt BTH-1, ktorý bol situovaný v poruchovom pásme podtatranského zlomu nad prameňom Studienka (obr. 3). Geologický profil vrtu je nasledovný:

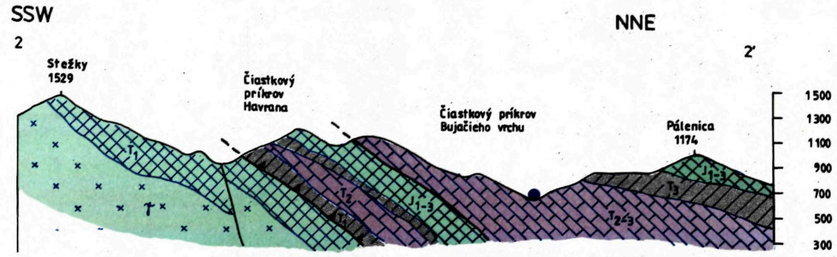
0,0— 7,0 m stredno- až hrubozrnné fluviálne piesky potoka Biela; kvartér,
7,0— 8,0 m vápence až dolomitické vápence,
8,0— 20,0 m porucha vyplnená drvinou karbonátov,
20,0— 25,0 m tmavosivé vápence,
25,0— 37,0 m porucha vyplnená drvinou karbonátov,
37,0— 53,0 m tmavosivé vápence,
53,0—116,0 m výrazná porucha vyplnená úlomkami vápencov a dolomitov,
116,0—150,0 m tmavosivé vápence.

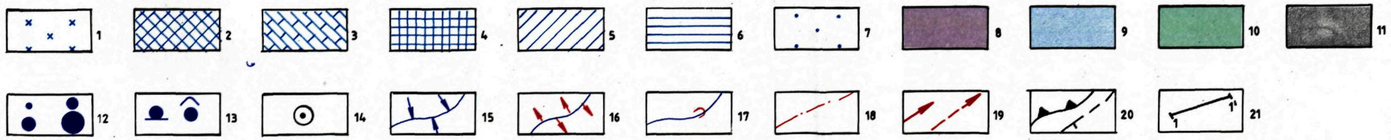
# HYDROGEOLOGICKÁ MAPA BELIANSKYCH TATIER A SEVERNÝCH SVAHOV VYSOKÝCH TATIER

Zostavil: V. Hanzel, 1990 (s použitím podkladov D. Andrusova a A. Goreka)




Obr. 2 Hydrogeologická mapa Belianskych Tatier a severných svahov Vysokých Tatier – V. HANZEL, 1990 (s použitím geologických podkladov D. ANDRUSOVA a A. GOREKA)

A. Typ kolektora a litológia

1 – puklinový kolektor; granitoidy (γ), 2 – zvrásnený puklinový kolektor; kremence – sp. trias ($T_1$), lias ($J_1$), pieskovce, kremité, rohovcové a krinoidové vápence – jura ($J_{1-3}$), 3 – krasovo-puklinový kolektor; vápence, dolomity str.-vrchný trias ($T_{2-3}$), organogénne vápence – krieda ($K_1$), zlepence, brekcie, vápence – paleogén ($^{k}Pg$), 4 – vodorovne uložený puklinový kolektor; pieskovce a bridlice – paleogén ($^{fy}Pg$), 5 – zvrásnené územie bez kolektorov; bridlice – trias ($T_1$, $T_3$), sliene, slienité vápence – neokóm ($K_n$), 6 – vodorovne uložený izolátor; ílovce – paleogén ($^{f}Pg$), 7 – medzizrnový kolektor; glacigénne ($^{g}Q$), fluviálne ($^{f}Q$) a polygenetické sedimenty ($^{P}Q$) – kvartér

B. Kvantitatívna charakteristika kolektora

8 – vysoký prietočnosť, 9 – stredná prietočnosť, 10 – nízka prietočnosť, 11 – nepatrná prietočnosť

C. Ostatné značky

12 – pramene s priemernou výdatnosťou pod 1,0 $l.s^{-1}$, 1–10 $l.s^{-1}$, 10–100 $l.s^{-1}$, nad 100,0 $l.s^{-1}$, 13 – pramene pozorované, zachytené, 14 – hydrogeologický vrt, 15 – úsek povrchového toku s drenážnym účinkom, 16 – úsek povrchového toku s dotačným účinkom, 17 – ponor, 18 – geografická rozvodnica, 19 – smer prúdenia podzemnej vody – zistený, predpokladaný, 20 – presunové línie; zlomy zistené a predpokladané, 21 – línia hydrogeologického rezu

Tab. 6 Výdatnosti nesústavne meraných prameňov (podľa V. HANZEL et al., 1981, 1983)

| Hydrogeologická štruktúra | Číslo a názov prameňa | | Obdobie počet meraní | Zistená výdatnosť — $l.s^{-1}$ min.—max. priemer |
|---|---|---|---|---|
| Šumivý prameň | 1 | Sedem prameňov | 1974—1981 (5) | 119,0—158,0 / 132,9 |
| Javorinka | 8 | Príslop | 1974—1982 (6) | 23,7—291,5 / 96,9 |
| Havran | 11 | Pod Muráň | 1972—1982 (9) | 84,5—143,0 / 113,8 |
| | 12 | Pod Babošom — dolný | 1974—1982 (3) | 7,2—11,3 / 9,0 |
| | | — horný | 1974—1982 (3) | 6,4—21,7 / 12,1 |
| | 15 | Wywiory — nezachytený | 1981—1982 (3) | 23,5—72,5 / 50,1 |
| | 18 | Tisovka | 1981—1982 (5) | 82,0—316,5 / 203,0 |
| Javorinská Široká | 17 | Úplazy | 1974—1982 (8) | 33,7—247,0 / 123,0 |

Litologicky interval od 7,0 do 150,0 m tvoria vápence gutensteinského typu, stratigraficky patriace strednému triasu — anisu.

Tektonicky patria krížňanskému príkrovu.

Na vrte bola urobená v dňoch 18. 4. až 14. 5. 1974 čerpacia skúška.

Základné údaje z čerpacej skúšky:

Ústie vrtu: 740,06 m
Hladina vody pred čerpacou skúškou: 7,0 m od ústia vrtu

| Zníženie: | Výdatnosť: |
|---|---|
| 2,06 m | $28,11.s^{-1}$ |
| 4,04 m | $41,41.s^{-1}$ |
| 6,05 m | $49,81.s^{-1}$ |
| 8,72 m | $63,01.s^{-1}$ |

Výdatnosť prameňa „Studienka", ktorý je pod vrtom 95,0 m, bola na začiatku čerpacej skúšky $19,81.s^{-1}$. Pri znížení hladiny vody vo vrte na úroveň prameňa zanikol.

Ako ukázali čerpacie skúšky robené v priebehu vŕtania, od hĺbky 42,0 m nedochádzalo vo vrte k zvyšovaniu výdatnosti. Karotážne merania urobené na vrte (rezistivimetria) v dňoch 1. 11. 1973 a 17. 11. 1973 preukázali, že výrazné prítokové pásmo vo vrte je od

13,5 m do hĺbky 44,0 m, pričom vo vrte bol zistený vertikálny pohyb smerom k počve vrtu, najmä v intervale 24,0—36,7 m (obr. 4). Potvrdilo to i meranie teploty vody vo vrte, keď v hĺbke 20,0 m bola teplota vody 7,96 °C, do hĺbky 31,0 m sa zvýšila na 7,99 °C a odtiaľ až do hĺbky 66,0 m dochádzalo k poklesu teploty na 7,62 °C.

Pre nedostatočný výkon čerpadla nebolo možné overiť maximálnu výdatnosť vrtu. Veľká výdatnosť vrtu poukazuje na vysokú prietočnosť poruchového pásma podtatranského zlomu, na ktorom sa vytvára nádrž krasovo-puklinových vôd zo štruktúry Bujačieho vrchu.

Vzhľadom na potrebu urýchleného využitia podzemnej vody na zásobovanie okresu Poprad vodou bola na vrte BTH-1 urobená IGHP, š. p., závod Košice poloprevádzková 6-mesačná čerpacia skúška v januári až v júli 1982 (obr. 5). Vo výrazne suchom období s minimálnymi zásobami podzemnej vody z predchádzajúceho obdobia bola čerpacou

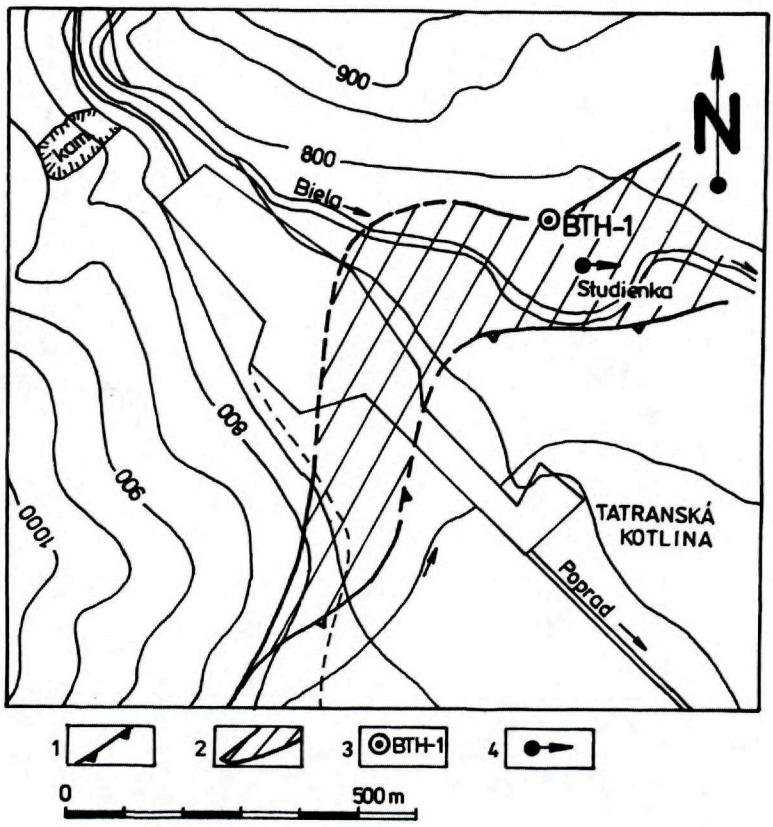
Tab. 7 Prírony podzemných vôd a úbytky z povrchových tokov

| Hydrogeologická štruktúra | Povrchový tok — úsek | | Obdobie a počet meraní | Prírony — $l.s^{-1}$ | Úbytky — $l.s^{-1}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | | min.—max. / priem. | min.—max. / priem. |
| Bujačí vrch | Biela v Tristárskej doline | | 1974—81 (6) | 0,0—45,0 / 27,5 | 0 |
| | Tokársky potok — v karbonátoch | | 1974—81 (6) | 73,0—160,0 / 112,0 | 0 |
| | Biela — karbonáty nad Tatranskou Kotlinou | | 1974—81 (6) | 41,5—502,0 / 190,0 | 0 |
| Javorinská Široká | ponory v strednej časti Kolovej doliny | | 1974—79 (3) | 0 | 4,0—579,0 / 204,0 |
| | Meďodolský potok — v karbonátoch obalovej série | | 1974—79 (4) | 28,0—118,0 / 88,0 | 0 |
| | Javorinka | od Čiernej doliny po Puklinovú vyvieračku | 1974—79 (3) | 0 | 524,0—729,0 / 670,0 |
| | | Puklinová vyvieračka po Mokrú dieru | 1974—79 (4) | 798,0—1520,0 / 1063,0 | 0 |
| Havran | Meďodolský potok v karbonátoch | | 1974—79 (3) | 0 | 23,0—35,0 / 28,0 |
| | Široký potok — v karbonátoch | | 1974—79 (4) | 30,0—109,0 / 62,0 | 0 |
| | Bialka | Hájovňa Biela voda po prameň Tisovky | 1977—79 (2) | 0 | 450,0—860,0 |
| | | Prameň Tisovky po ústie doliny | 1975—79 (3) | 465,0—720,0 / 589,0 | 0 |

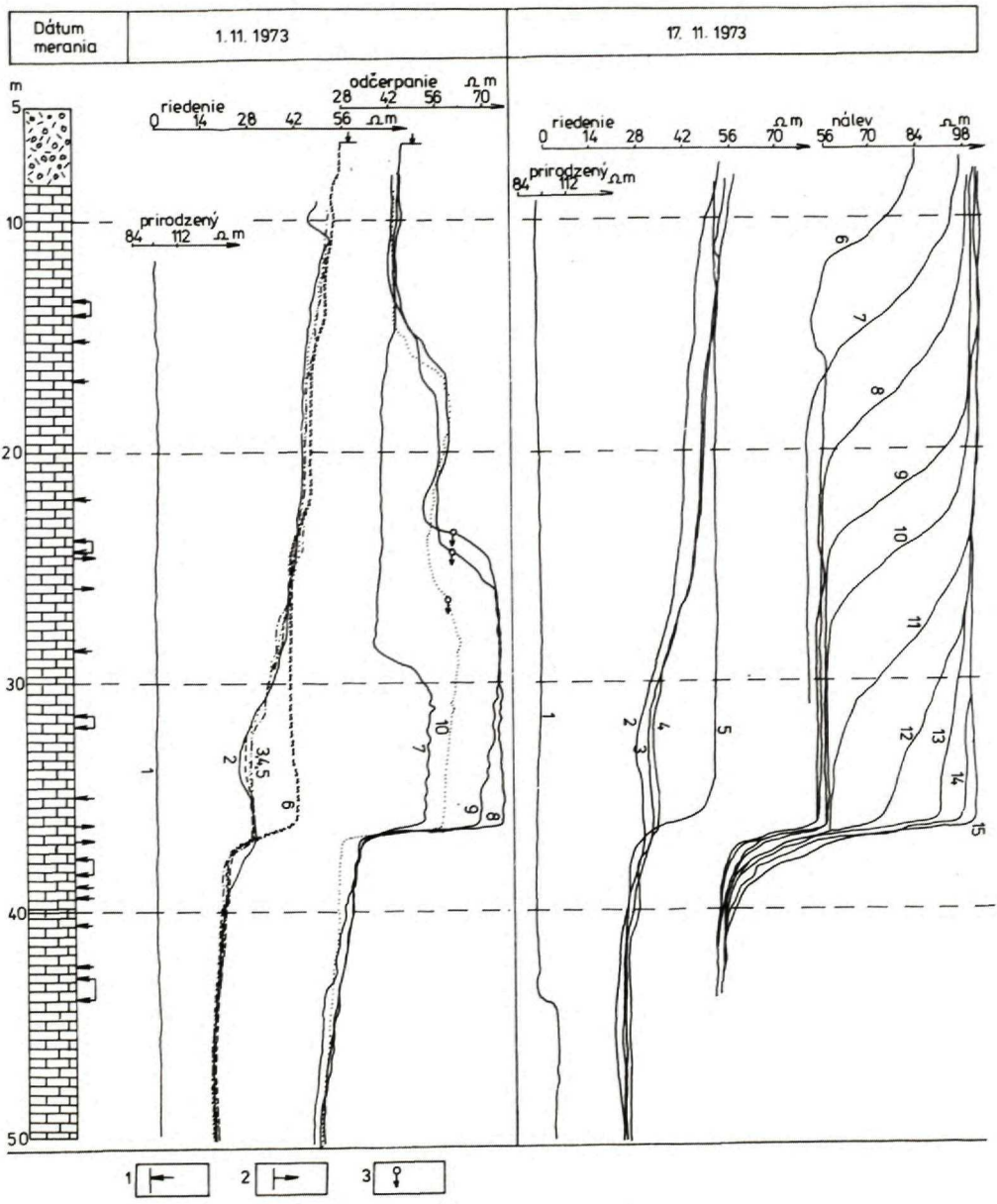
skúškou dokumentovaná výdatnosť vrtu 94,21.$s^{-1}$ pri znížení od pôvodnej hladiny 14,0 m, t. j. od ústia vrtu 21,0 m (V. ŠŤASTNÝ, 1984). To je 39,2 % z vypočítaných prognóznych využiteľných zdrojov štruktúry.

Ďalším hydrogeologickým vrtom BTH-4 s hĺbkou 100,0 m, odvŕtaným v Monkovej doline, boli navŕtané slabo porušené dolomity a vápence stredného triasu (ladin), a preto neboli zdokumentované väčšie prítoky podzemných vôd. Pri znížení 30,0 m bolo z vrtu čerpaných iba 0,641.$s^{-1}$ podzemných vôd.

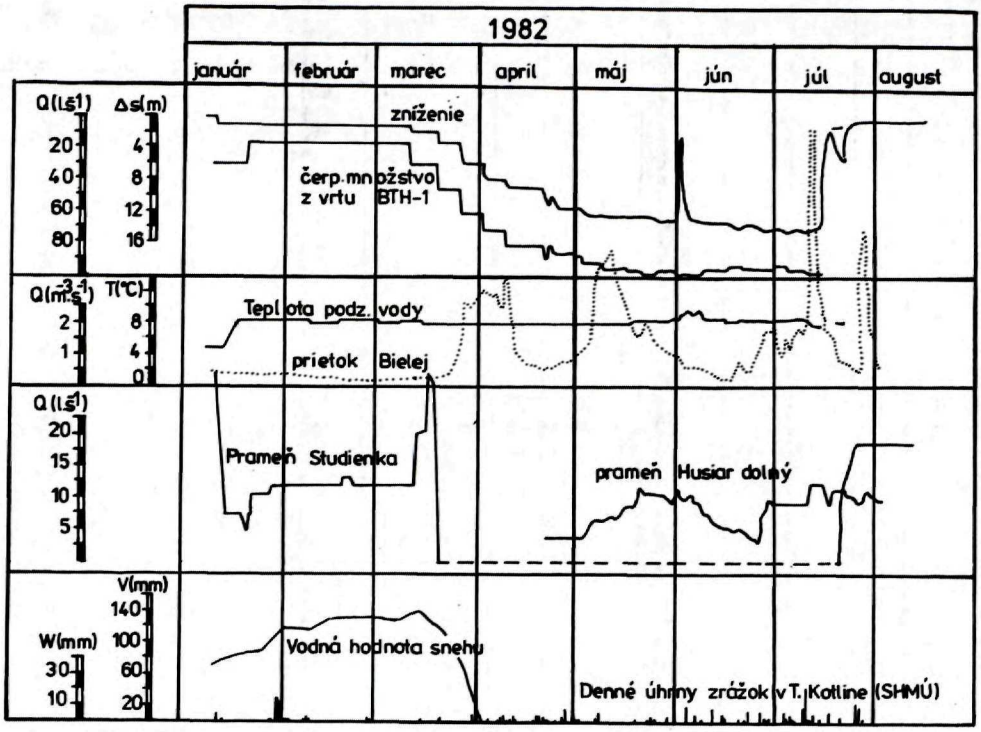
Z celkového hodnotenia štruktúry karbonátov Bujačieho vrchu vyplýva, že predstavuje v Belianskych Tatrách veľmi významnú štruktúru krasovo-puklinových vôd. Geologická stavba územia však vytvára podmienky na prestup ďalšej časti podzemných vôd pod flyšové sedimenty paleogénu Spišskej Magury a Popradskej kotliny, pod ktorými, ako poukazujú výsledky geofyzikálnych meraní (obr. 6), sa ponárajú triasové karbonáty.



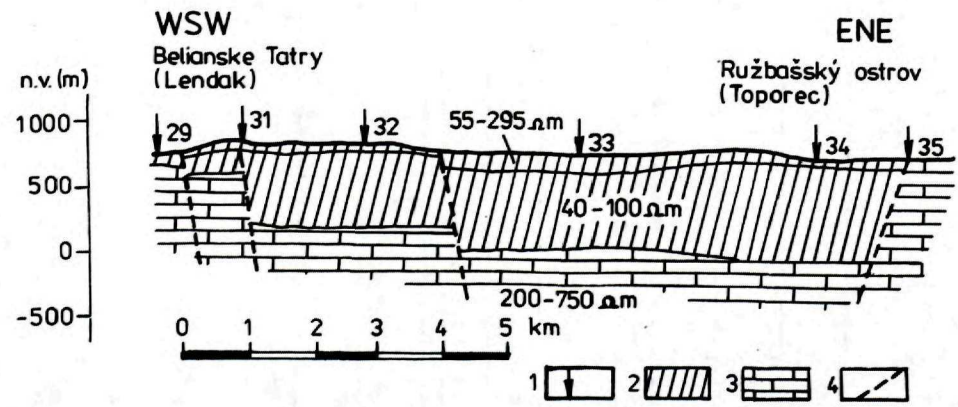

Obr. 3 Situovanie hydrogeologického vrt BTH-1 v Tatranskej Kotline
1 — tektonické línie, 2 — poruchové pásmo, 3 — hydrogeologický vrt BTH-1, 4 — prameň Studienka




Obr. 4 Rezistivimetrické meranie vo vrte BTH-1
1 — miesta prítokov vody do vrtu, 2 — miesta strát vody z vrtu, 3 — smer pohybu vody vo vrte




Obr. 5 Grafický záznam čerpacej skúšky na vrte BTH-1 (podľa V. ŠŤASTNÉHO, 1984)




Obr. 6 Geologicko-geofyzikálny profil Belianske Tatry — ružbašský mezozoický ostrov (podľa J. MÁJOVSKÉHO, 1977)
1 — stanovisko VES, 2 — flyšové sedimenty, paleogén, 3 — mezozoikum vcelku, 4 — tektonické rozhranie

Obr. 7 Grafické znázornenie priebehu výdatnosti prameňov a hladiny podzemnej vody vo vrte BTH-1 (štruktúra Bujačieho vrchu a Šumivého prameňa)

Karbonáty štruktúry Bujačieho vrchu zrejme predstavujú infiltračnú oblasť pre minerálne vody ružbašskej žriedlovej štruktúry, ako to predpokladal už M. MAHEĽ (1952).

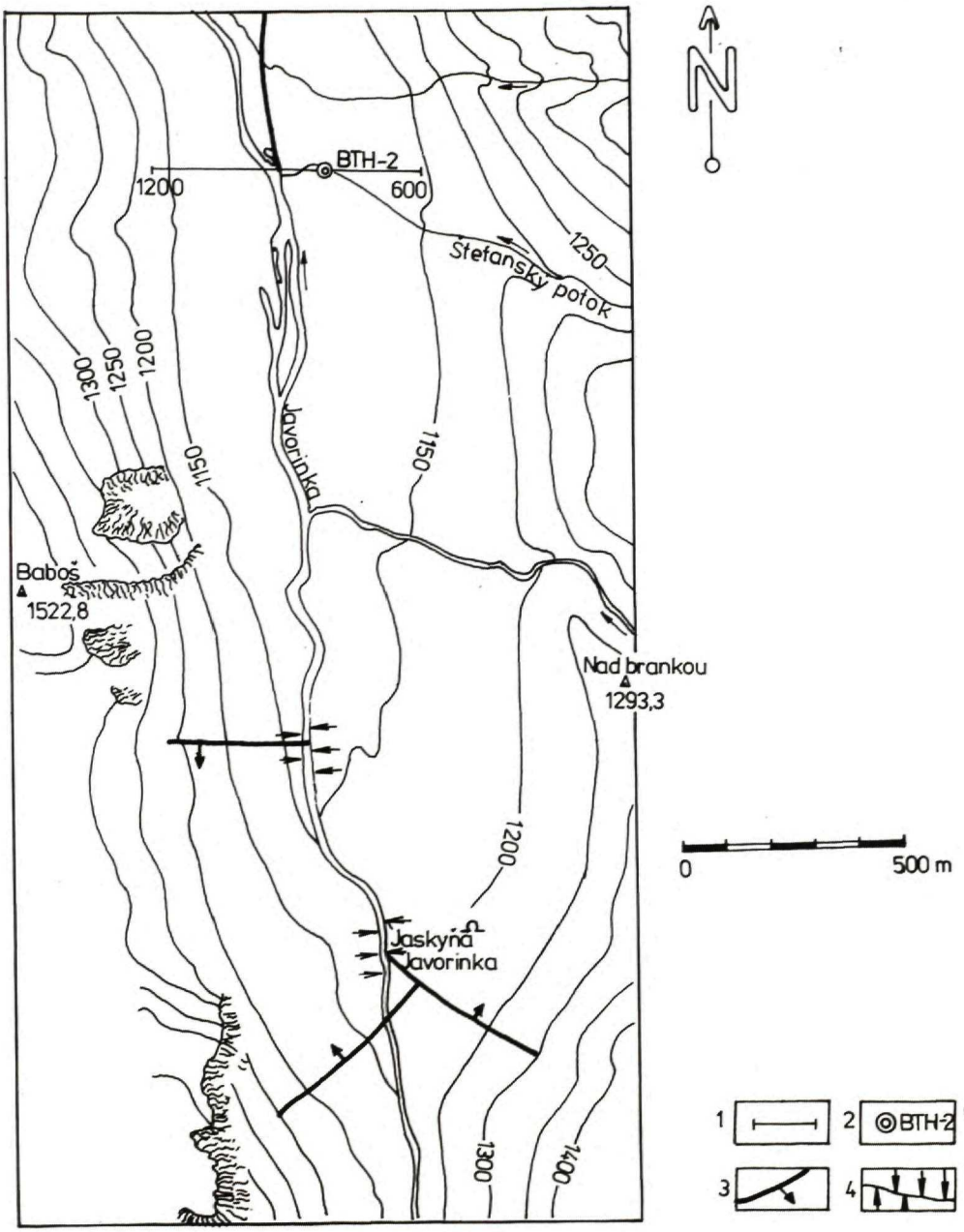
Sústavné pozorovanie výdatnosti prameňov a hladiny podzemnej vody vo vrte BTH-1 poukazuje na to, že najnižšie výdatnosti, ale i prietoky povrchových tokov, sú v zimných mesiacoch — január až marec a najvyššie v období topenia snehu, obvykle máj—jún, pričom sa v režime prejavuje i vplyv letných a jesenných zrážok (obr. 7). Údaje z pozorovania hladiny vody vo vrte BTH-1 sú v tab. 8.

Tab. 8 Údaje z pozorovania hladiny vo vrte BTH-1

| Hydrologický rok | Hladina vody vo vrte v „m" pod terénom | | Rozkyv hladiny „m" |
|---|---|---|---|
| | min. | max. | |
| od 26. 8. 1974 | 7,50 | 6,34 | 1,16 |
| 1975 | 7,53 | 6,85 | 0,68 |
| 1976 | 7,63 | 7,21 | 0,42 |
| 1977 | 7,98 | 7,27 | 0,62 |
| 1978 | 8,60 | 6,94 | 1,66 |
| 1979 | 8,25 | 6,35 | 1,90 |
| 1980 | 8,13 | 6,06 | 2,07 |

*Hydrogeologická štruktúra Javorinskej Širokej* je tvorená vysokotatranskou sériou a ležatou vrásou Javorinskej Širokej. Je monoklinálne uložená na kryštalinickom jadre Vysokých Tatier s generálnym úklonom na S. Zo severu je ohraničená presunovou líniou čiastkového príkrovu Havrana, ktorý na ňu nasadá nepriepustným súvrstvím spodného triasu. Východnú hranicu tvorí rozvodie Meďodolského potoka a západnú rieka Bialka, pozdĺž ktorej sa tektonicky stýka s kryštalinikom v Poľskej republike.

Kolektorom podzemných vôd sú strednotriasové, silne skrasovatené vápence a dolomity spolu s urgónskymi vápencami s celkovou rozlohou 9,0 km$^2$, pričom časť z nich je pokrytá glacigénnymi sedimentmi. Zberná oblasť štruktúry karbonátov je zväčšená o priľahlé svahy kryštalinika Vysokých Tatier s plochou 31,9 km$^2$. K najvýznamnejšiemu odvodňovaniu štruktúry dochádza v Javorovej doline, kde sú najväčšie krasové vyvieračky. Je to vyvieračka Mokrá diera s výdatnosťou okolo 100,0—150,01. s$^{-1}$, ktorá predstavuje výver krasových vôd z puklinovo-riečnej jaskyne Mokrá diera, Vyvieračka v koryte s výdatnosťou okolo 20,01. s$^{-1}$ a Puklinová vyvieračka s výdatnosťou 0,0—150,01. s$^{-1}$. Občasný charakter majú vyvieračka Stratená a vyvieračka na ľavom svahu doliny pod Tesnou jaskyňou s výdatnosťou do 40,01. s$^{-1}$. Ďalšie menšie pramene vyvierajú na ľavej i pravej strane doliny. Javorová dolina predstavuje eróznu bázu štruktúry, a preto značná časť podzemných vôd prestupuje vo forme skrytých príronov podzemných vôd do rieky Javorinky a časť vôd prestupuje do Meďodolského potoka (tab. 7). Významným prameňom odvodňujúcim štruktúru v Bielovodskej doline je prameň Úplazy pri vyústení Spišmichalovej doliny s výdatnosťou 33,7—247,01. s$^{-1}$ (tab. 6). Indikačnými skúškami a termometriou bola preukázaná zložitá vzájomná komunikácia podzemných vôd silne skrasovatenej štruktúry karbonátov s povrchovými tokmi.




Obr. 8 Výsledky geofyzikálnych meraní v Javorovej doline (podľa J. MÁJOVSKÉHO—Ľ. HUSÁKA, 1978)
1 — geofyzikálny profil, 2 — vrt BTH-2, 3 — tektonické poruchy zistené geofyzikálnymi meraniami, 4 — významnejšie miesta prítokov podzemných vôd do Javorinky zistené termometriou

Skryté prírony podzemných vôd z karbonátov do potoka Javorinka indikovala i termometria v niekoľkých miestach, v ktorých sa skryté prítoky podzemnej vody prejavovali výrazným zvýšením teploty v potoku Javorinka. Zistené miesta dobre korelujú s lokalizáciou porušených zón, zistených geofyzikálnymi metódami KOP a VDV (obr. 8, J. MÁJOVSKÝ, 1976, J. MÁJOVSKÝ—Ľ. HUSÁK, 1978).

*Hydrogeologickú štruktúru Havrana* tvoria mezozoické horniny čiastkového príkrovu Havrana, oddelené z J strmou presunovou líniou, ktorá sa tiahne od Kopského sedla do Javorovej až Bielovodskej doliny, od štruktúry Javorinskej Širokej. Východné ohraničenie tvorí rozvodnica Meďodolského a Bieleho potoka, severozápadné a severné predstavuje nepriepustné súvrstvie neokómu a ílovcové súvrstvie paleogénu Spišskej Magury, západné ohraničenie tvorí tektonický styk prebiehajúci Bielovdskou dolinou, na ktorom sa stýkajú triasové karbonáty štruktúry s nepriepustným súvrstvím karpatského keuperu v poľskej časti Tatier.

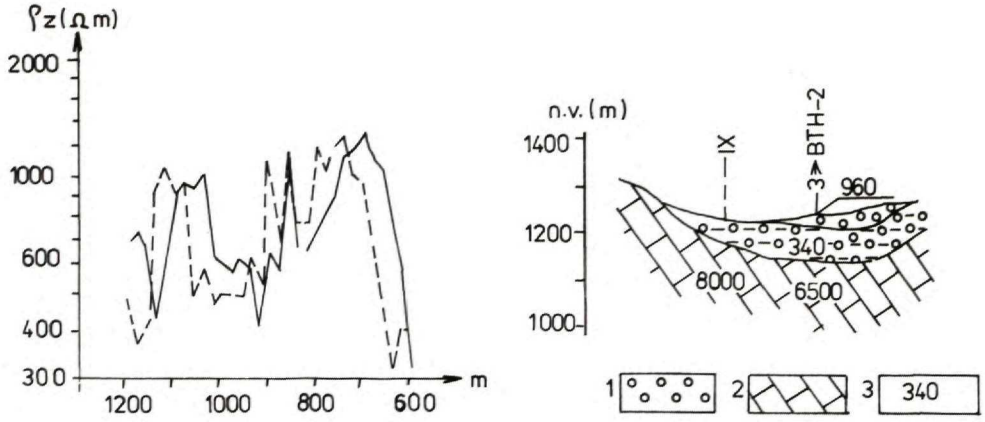
Najvýznamnejšími kolektormi podzemných vôd v štruktúre sú strednotriasové vápence gutensteinského typu a v ich nadloží dolomity ladinu s celkovou rozlohou 10,1 km$^2$. Tektonicky možno štruktúru rozčleniť na dve čiasktové štruktúry — Muráňa a Skaliek. Najvýznamnejšie pramene odvodňujúce štruktúru sú pramene vyvierajúce v Javorovej doline, a to prameň Pod Muráň s výdatnosťou 84,5—143,01.s$^{-1}$, pramene Javorová dolina s výdatnosťami od 0,0 do 37,01.s$^{-1}$, pramene Pod Babošom s výdatnosťou od 6,4 do 21,71.s$^{-1}$, v Širokej doline pramene Wywiory (čiastočne zachytené) s výdatnosťou 25,0—102,01.s$^{-1}$ a v Bielovodskej doline hlavne pramenisko Tisovky s výdatnosťou 82,0—316,51.s$^{-1}$ (tab. 5, 6). Významné skryté prírony podzemných vôd boli dokumentované do Širokého potoka a do rieky Bialka.

Čiastková štruktúra triasových karbonátov Muráňa s rozlohou 7,6 km$^2$ sa tiahne od Kopského sedla údolím Zadné Meďodoly do Javorovej a Širokej doliny až do Bielovodskej doliny. K odvodňovaniu karbonátov dochádza vo forme puklinových, eróznych, vrstevných prameňov a latentných prestupov do povrchových tokov. K významnému odvodňovaniu dochádza v Javorovej doline, kde potok Javorinka naprieč prerezáva štruktúru triasových karbonátov v nadmorskej výške 1100,0—1140,0 m. Ako dokazujú geofyzikálne merania, Javorová dolina v mieste, kde Javorinka naprieč prerezáva triasové karbonáty, t.j. severne od ústia doliny Zadné Meďodoly, je vyplnená hrubou vrstvou silne priepustných kvartérnych sedimentov (obr. 9). Vmieste ústia Štefanského potoka do Javorinky dosahujú hrúbku až okolo 100,0 m. Hydrogeologickým vrtom BTH-2 boli do hĺbky 12,0 m prevŕtané úlomky a valúny žuly, karbonátov, rôznozrnné piesky náplavového kužeľa a do hĺbky 45,0 m (kde vrt havaroval) rôznozrnné piesky s úlomkami a valúnmi žuly, karbonátov a kremencov glacifluviálnych sedimentov.

Krasovo-puklinové vody prestupujú do kvartérnych sedimentov a z nich vyvierajú vo forme eróznych prameňov na povrch.

Ako to dokumentujú geofyzikálne merania, Bielovodská dolina je vyplnená hrubou vrstvou kvartérnych sedimentov, ktoré miestami dosahujú hrúbku až do 150,0 m (J. MÁJOVSKÝ—Ľ. HUSÁK, 1978, obr. 10). V hornej časti prameniska Tisovky boli havarovaným hydrogeologickým vrtom HT-3 navŕtané do hĺbky 45,0 m hrubé štrkopiesky, štrky a valúny glacifluviálnych a fluviálnych sedimentov Bialky s polohou úlomkov a blokov červených jurských vápencov v hĺbke od 9,0 do 10,0 m. Hladina vody vo vrte sa ustálila v úrovni terénu. Opakované hydrometrovanie Bialky potvrdzuje, že prevažne pri podpriemerných stavoch nad prameniskom Tisovky dochádza k veľkej strate vody z Bialky a v čase nízkych stavov sa voda z Bialky úplne stráca v kvartérnych sedimentoch (tab. 7) a od prameňa až po ústie doliny dochádza k veľkým latentným prestupom do Bialky. Veľká výdatnosť prameniska a nízka mineralizácia jeho vôd (okolo 170,0—

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA



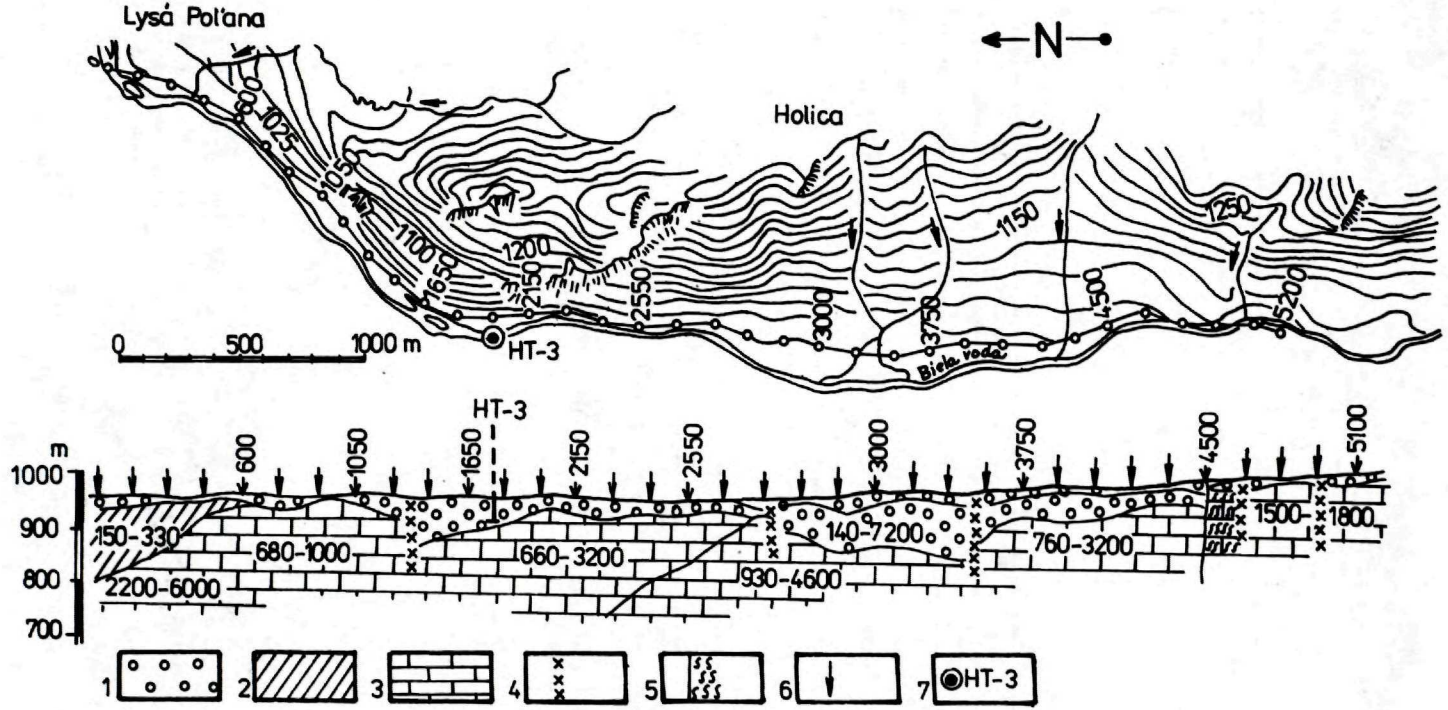

Obr. 9 Geologicko-geofyzikálny profil v mieste vrtu BTH-2 v Javorovej doline
1 — glacigénne sedimenty, kvartér, 2 — mezozoikum vcelku, 3 — merný odpor v Ω

150,0 mg.$l^{-1}$, mineralizácia vody v Bialke je 76,0 mg.$l^{-1}$) vedie k predpokladu, že značná časť vôd prameniska je dotovaná infiltrovanými vodami z Bialky.

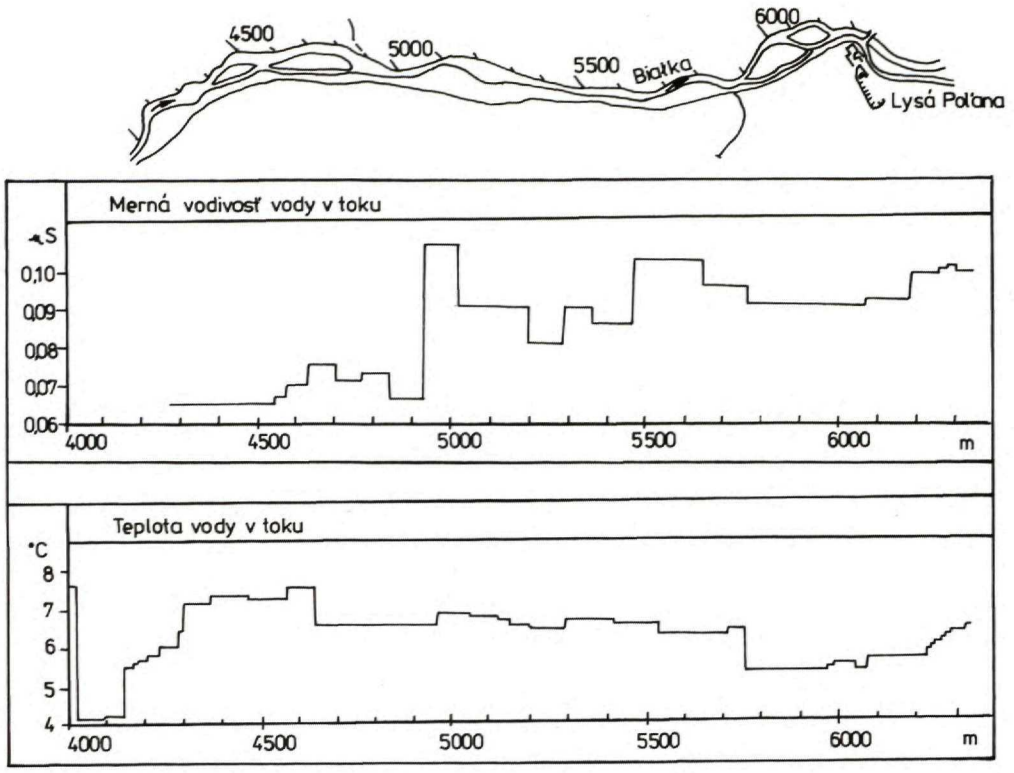
Čiastková štruktúra triasových karbonátov Skalky s plochou 2,5 km$^2$ sa nachádza na západnom a severnom svahu kóty Skalka, jz. od Javoriny. Z juhovýchodu je tektonicky oddelená od sedimentov jury, na SZ je ohraničená riekou Bialka, údolím ktorej prebieha zlom, z JZ a SV je obmedzená nepriepustným súvrstvím rétu a keuperu. Komplex karbonátov je odvodňovaný puklinovými a eróznymi prameňmi s výdatnosťou 0,5—20,0 l.$s^{-1}$ a dvoma sústavne pozorovanými prameňmi v obci Javorina, ktorých výdatnosť sa pohybovala od 6,0 do 1,1 l.$s^{-1}$ (tab. 5).

Ako dokumentujú geofyzikálne merania, reliéf karbonatických hornín v Bielovdoskej doline je zakrytý hrubou vrstvou kvartérnych sedimentov (J. Májovský—Ľ. Husák, 1978). Najväčšiu hrúbku, cca 150,0—100,0 m, dosahujú v rozpätí 1350,0 až 1500,0 m (t. j. cca 1,3 km od ústia doliny) a od 3600,0 m do 2850,0 m (t. j. v širšej oblasti hájovne Biela voda; obr. 10). Termometriou, urobenou v Bielovodskej doline v septembri až v novembri 1979, boli zistené anomálie zodpovedajúce skrytým prítokom podzemných vôd do rieky Bialky. Na pravom brehu sa zoskupujú do troch anomálnych úsekov, ktoré korešpondujú s poznatkami získanými hydrometrovaním. Prvý úsek (obr. 11) je v dĺžkovom rozpätí 4670,—4890 m, t. j. v mieste prameniska Tisovky. Druhá nevýrazná teplotná anomália, avšak s intenzívne sa meniacou mernou vodivosťou vody, bola v úseku 5420—5460,0 m a poukazuje na skryté prítoky do koryta potoka. Tretia anomália sa prejavila iba zmenou mernej vodivosti vody v úseku 5930—5974,0 m (I. Lizoň, 1980).

Poslednou a najmenšou hydrogeologickou štruktúrou v území (s plochou 4,1 km$^2$) je *štruktúra muránskych vápencov Javorinky*. Je tvorená najmladším členom čiastkového príkrovu Havrana — masívnymi muránskymi vápencami jv. od Podspádov. Silne skrasovatené muránske vápence sú z J, Z a zo SV obmedzené nepriepustnými slienitými vápencami neokómu a na S sa stýkajú s bazálnou litofáciou paleogénu, s ktorou tvoria jeden zvodnený komplex. V ich nadloží je nepriepustná ílovcová litofácia paleogénu. Vápence vystupujú v podobe menších trosiek a krýh s hrúbkou 10,0—150,0 m v nadloží

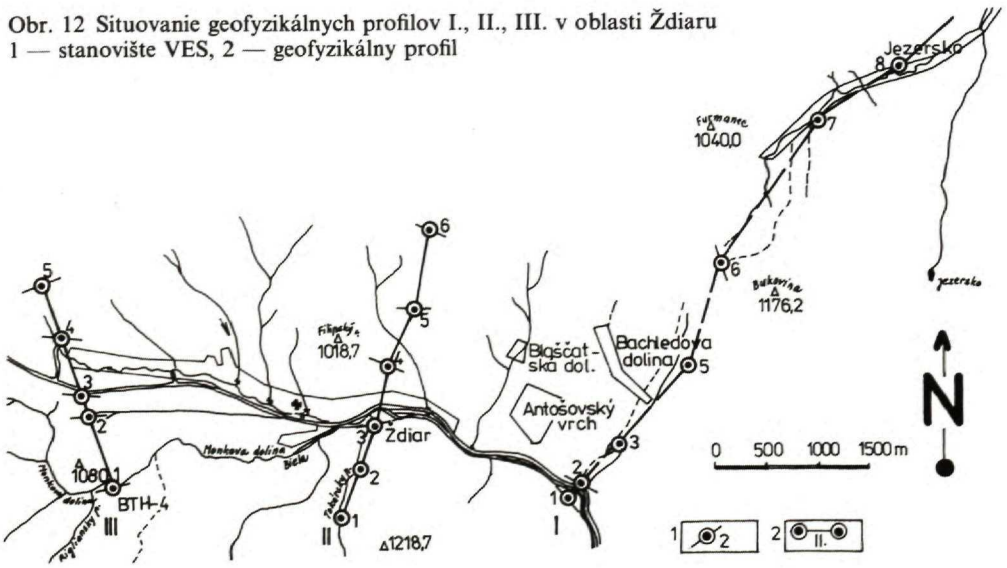



Obr. 10 Geologicko-geofyzikálny profil Bielovodskou dolinou (podľa J. MÁJOVSKÉHO—V. HANZELA, 1983)
1 — kvartérne sedimenty vcelku, 2 — flyšové sedimenty, paleogén, 3 — mezozoikum vcelku, 4 — výrazné vodivé zóny, 5 — porušené pásmo, 6 — stanovište VES, 7 — vrt




Obr. 11 Priebeh teplôt a mernej vodivosti v rieke Bialka (podľa I. LIZOŇA, 1980)

Obr. 12 Situovanie geofyzikálnych profilov I., II., III. v oblasti Ždiaru
1 — stanovište VES, 2 — geofyzikálny profil



nepriepustných slienitých vápencov neokómu. Pre vysokú polohu nad eróznou bázou a veľmi vysokú priepustnosť infiltrovaná voda zo zrážok rýchlo vyteká na povrch na styku s nepriepustným podložím vo forme vrstvených prameňov, napríklad v závere potoka Biela s výdatnosťou 5,0 až 30,0 $1.s^{-1}$. Najvýznamnejším je prameň Príslop s výdatnosťou 23,7—291,5 $1.s^{-1}$, vyvierajúci na styku vápencov s nadložnými ílovcami paleogénu (tab. 6).

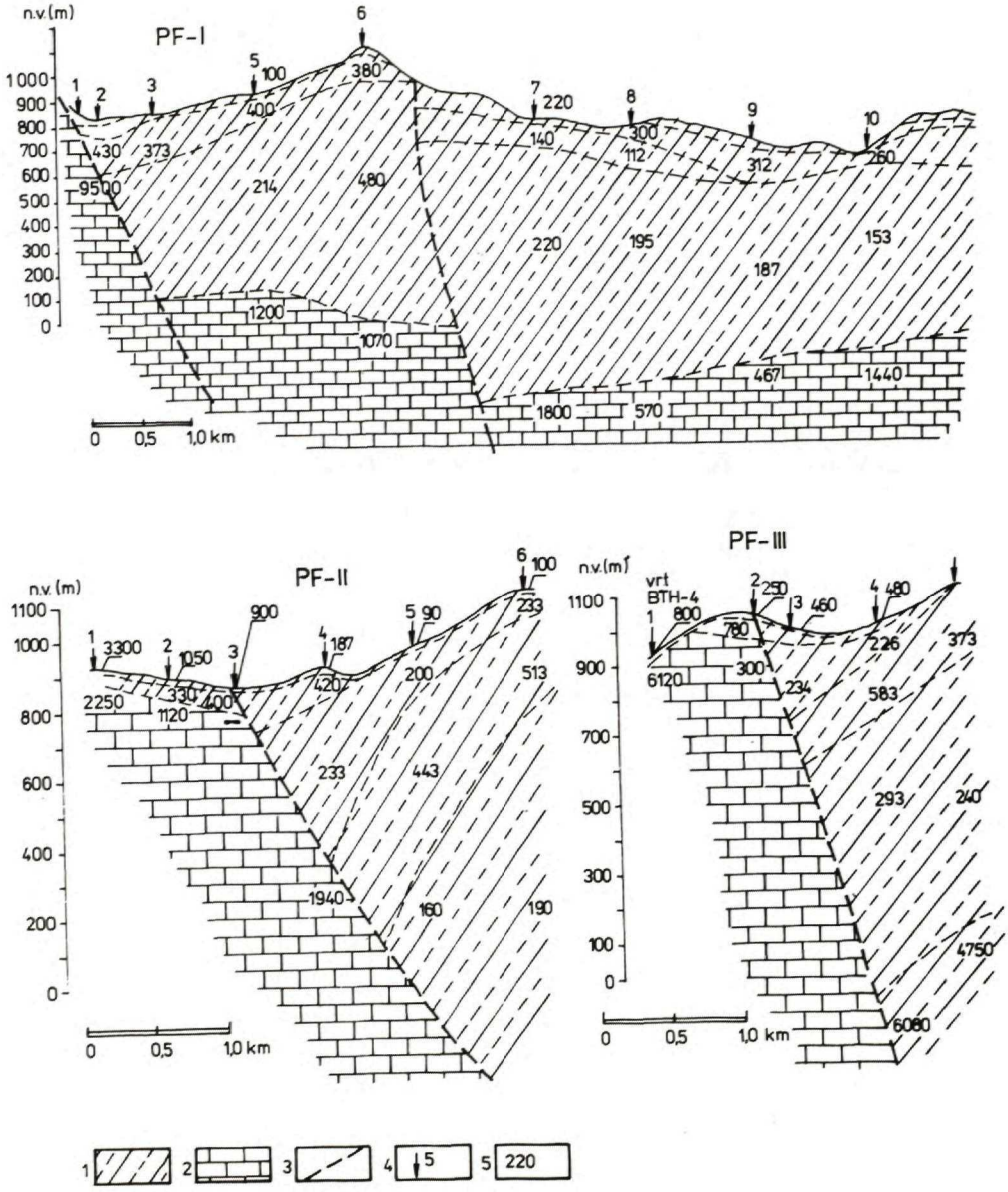
I keď podstatná časť podzemných vôd zo štruktúry Bujačieho vrchu, Havrana a Javorinky vystupuje vo forme prameňov alebo skrytých príronov do povrchových tokov, geologicko-tektonické pomery územia vytvárajú podmienky pre hlbinnú cirkuláciu časti podzemných vôd v karbonátoch mezozoika, ktoré sa podľa geofyzikálnych meraní (J. MÁJOVSKÝ, 1976, 1981) ponárajú z Tatier pod flyšové sedimenty paleogénu Spišskej Magury.

Geofyzikálne merania v oblasti Javorinka—Podspády—Ždiar (obr. 12, 12a, 12b) preukázali, že karbonáty štruktúry Havrana sa ponárajú pod sedimenty vnútrokarpatského paleogénu Spišskej Magury. V celej dĺžke geofyzikálneho profilu V. bolo zistené mezozoikum v hĺbke cca 50,0—100,0 m, avšak v profile VI. a v ďalších bol zistený prudký pokles mezozoika, pričom geologicko-geofyzikálna interpretácia umožňuje predpokladať zlom, pozdĺž ktorého mezozoikum pokleslo do veľkých hĺbok (J. MÁJOVSKÝ, 1981). Táto výrazná tektonická línia sa prejavuje aj na snímkach zo satelitov a bola interpretovaná ako severotatranský lineament (S. DOKTOR in J. MÁJOVSKÝ—V. HANZEL, 1990). Takto sú vytvorené vhodné podmienky pre cirkuláciu podzemných vôd zo štruktúry Havrana do karbonátov mezozoika v podloží flyšových sedimentov paleogénu Spišskej Magury. Na základe poznatkov z poľskej časti Tatier, kde sú analogické geologické a hydrogeologické pomery, možno predpokladať, že sa tu z nich formujú termálne vody. Hlbokým vrtom Zakopané IG-1, lokalizovaným 2,0 km s. od okraja Tatier na svahu hory Antolówka, odvŕtaným v rokoch 1961—1963, boli navŕtané termálne vody s teplotou na ústí vrtu 37,0 °C, s výdatnosťou na ústí 47,0 $1.s^{-1}$ a s mineralizáciou 2,85 $g.l^{-1}$ (S. SOKOLOWSKI, 1973).

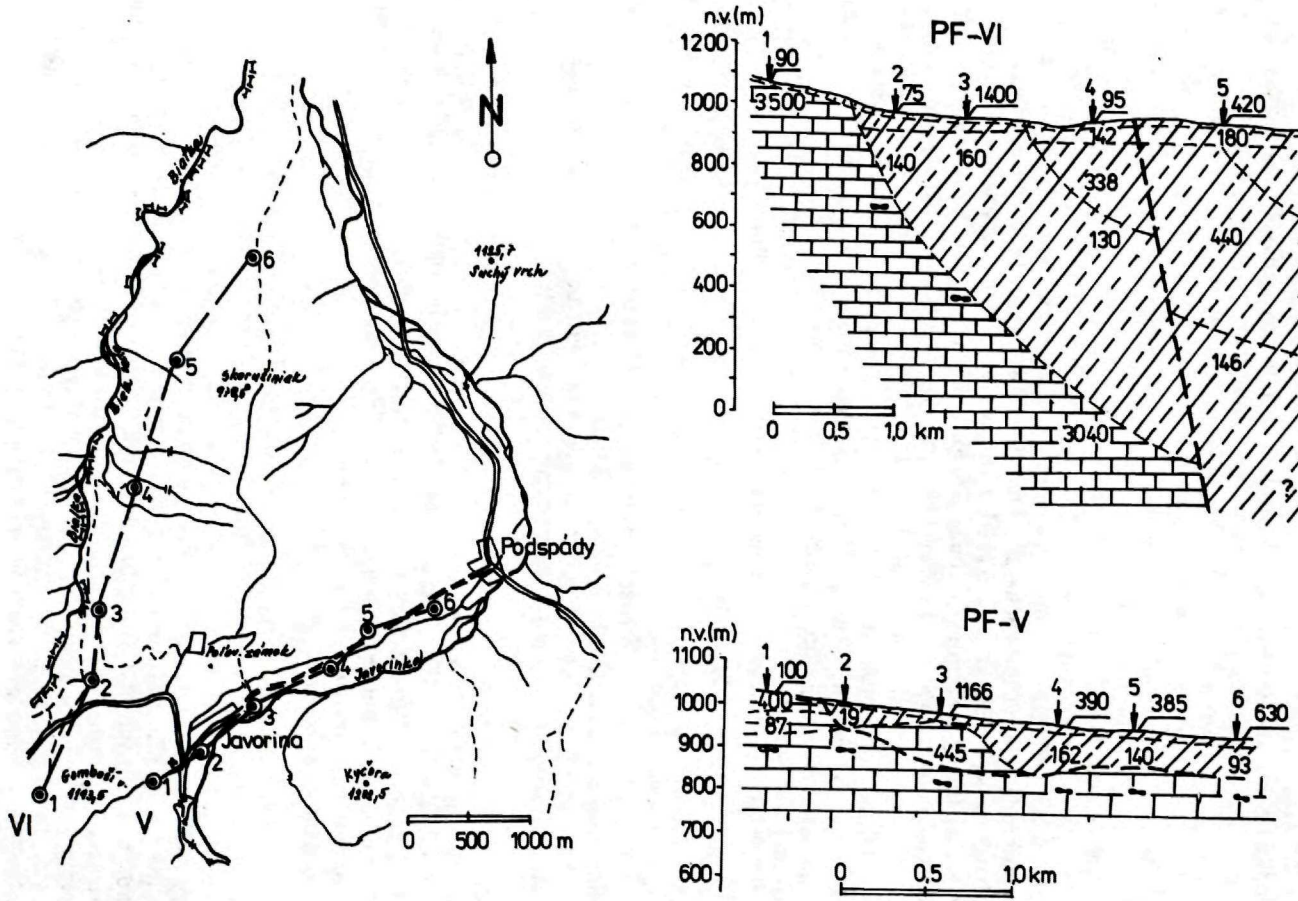
## Režim podzemných vôd a ich vzťah k povrchovým tokom

Povrchové toky v hodnotenom území sú nielen významným zdrojom dopĺňania zásob krasovo-puklinových vôd, ale v niektorých častiach pôsobia ako drén skrasovatených karbonátových komplexov. Vzájomný vzťah podzemných vôd a povrchových tokov je závislý od konkrétnych podmienok v jednotlivých hydrogeologických štruktúrach. Krasovo-puklinové vody v týchto štruktúrach sú doplňované influáciou z povrchových tokov, infiltráciou atmosferických zrážok, ale aj drénovaním časti podzemných vôd z priľahlých, relatívne menej priepustných komplexov kryštalinika, respektíve zo susedných povodí.

V štruktúre Šumivého prameňa sú podzemné vody dotované infiltráciou atmosferických zrážok, ale aj drénovaním časti vôd zo susedného povodia Napajedlového potoka, kde sa vody z povrchového toku úplne strácajú v kvartérnych sedimentoch. Silne priepustné triasové vápence a sinemúrske kremence čiastkovej štruktúry Šumivého prameňa sa tiahnu v podobe úzkych pruhov až do povodia Napajedlového potoka a pôsobia ako pozdĺžny drén. Odvádzajú vody z glacigénnych sedimentov Napajedlového potoka do doliny Siedmich prameňov. Takto je ovplyvnená veľká, ale kolísavá výdatnosť predovšetkým najvyššie situovaných prameňov v štruktúre prameniska Sedem prameňov (tab. 6), nízka teplota jeho vôd (3,1—4,5 °C) a nízka mineralizácia podzemných vôd (183,5 $mg.l^{-1}$).




Obr. 12a Geologicko-geofyzikálne profily I., II. a III. oblasti Ždiaru (podľa J. MÁJOVSKÉHO, 1981)1 — flyšové sedimenty, paleogén, 2 — mezozoikum vcelku, 3 — tektonické rozhranie, 4 — stanovište VES, 5 — merný odpor v Ω






Obr. 12b Geologicko-geofyzikálne profily V. a VI. v oblasti Javorina — Podspády (podľa J. MÁJOVSKÉHO, 1981). Vysvetlivky ako na obr. 12 a 12a.

V hydrogeologickej štruktúre Bujačieho vrchu sú zásoby puklinovo-krasových vôd dopĺňané prevažne infiltráciou atmosferických zrážok a čiastočne infiltráciou z povrchových tokov v Suchej doline, Čiernej doline, v doline Babia, Tokársky potok, hlavne v ich horných častiach.

Výsledky opakovaného úsekového hydrometrovania povrchových tokov poukazujú na to, že časť podzemných vôd zo štruktúry je drénovaná povrchovými tokmi, čo sa prejavuje skrytými príronmi podzemných vôd do povrchových tokov. Najvýznamnejšie miesta príronov podzemných vôd boli zistené do potoka Biela v Tristárskej doline, do Tokárskeho potoka, ale hlavne do potoka Biela v oblasti Tatranskej Kotliny (obr. 2, tab. 7), kde je erózna báza štruktúry.

Na overenie kontinuity podzemných vôd vyvierajúcich v tiesňave Biela pri Tatranskej Kotline s vodami v Belianskej jaskyni (Hladová priepasť) bola v apríli 1982 urobená indikačná skúška s fluoresceinom a s bralénovými guľôčkami, ktorá však tento predpoklad nepotvrdila. Ďalšia indikačná skúška z 5. 7. 1985, ktorá bola robená v priebehu dlhodobej čerpacej skúšky na vrte BTH-1 v Tatranskej Kotline, naznačila možné spojenie vôd z rieky Biela s podzemnými vodami, čerpanými z vrtu BTH-1 (V. Šťastný, 1984). Možnosť vzájomného ovplyvnenia je asi vyvolaná vytvorením rozsiahlej depresie hladiny podzemných vôd v zóne podtatranského zlomu polročnou čerpacou skúškou na vrte BTH-1. Odlišná mineralizácia vôd z rieky Biela (246,1 $mg.l^{-1}$) a podzemnej vody čerpanej z vrtu BTH-1 (325,0 $mg.l^{-1}$) a krátka doba prestupu značkovanej vody (120 minút) počas indikačnej skúšky nevylučujú aj možnosť oneskoreného objavenia sa značkovanej vody vo vrte z indikačnej skúšky v Belianskej jaskyni, ktorá bola robená za veľmi nízkych vodných stavov. Problém je potrebné overiť inými metódami.

Najzložitejší režim a vzťah podzemných a povrchových vôd je v štruktúre Javorinskej Širokej. Zásoby krasových vôd sú doplňované infiltráciou atmosferických zrážok do vlastnej štruktúry karbonátov, predovšetkým však influáciou vôd z povrchových tokov, a to Kolového, Javorinky a Širokého potoka, ktoré do karbonátov privádzajú aj vody z priľahlých svahov kryštalinika Vysokých Tatier.

Prevaha triasových vápencov a ich intenzívne skrasovatenie v obalovej vysokotatranskej sérii podmienili prevažne krasovú priepustnosť v štruktúre.

Na spoznanie vzájomného vzťahu vyvieračiek a prameňov s povrchovými tokmi bolo v rokoch 1974—1979 urobené opakované úsekové hydrometrovanie povrchových tokov, ktoré bolo doplnené v rokoch 1977—1980 v spolupráci Slovenskej speleologickej spoločnosti oblastnej skupiny v Spišskej Belej (S. Pavlarčík, 1978—1980), Geologického ústavu Dionýza Štúra a Slovenského hydrometeorologického ústavu indikačnými skúškami s použitím fluoresceínu a v rokoch 1979—1980 termometrickými a vodivostnými meraniami, ktoré pre GÚDŠ urobila Geofyzika, n. p., závod Bratislava (J. Májovský—Ľ. Husák, 1978, I. Lizoň, 1980).

Hydrometrovaním povrchových tokov boli identifikované v Kolovej doline, v doline Zadné Meďodoly a v Javorovej doline miesta skrytých príronov podzemných vôd z karbonátov do povrchových tokov a miesta influácie vôd z povrchových tokov cez ponory v koryte povrchových tokov do krasového komplexu. Ich kvantitatívne vyjadrenie je uvedené v tab. 7. Termometriou boli zistené miesta najintenzívnejších skrytých príronov podzemných vôd do potoka Javorinka, 450,0—500,0 m j. od Meďodolského potoka s maximálnym poklesom teploty v toku až 1,4 °C, v úseku Mokrej diery s poklesom teploty až o 1,7 °C a v úseku j. od ponorov v koryte Javorinky (J. Májovský—Ľ. Husák, 1978). Zistené miesta prítokov korelujú s lokalizáciou tektonicky porušených zón v krasovom komplexe, zistenou geofyzikálnymi meraniami (obr. 8).

Indikačnými metódami bola preukázaná kontinuita vôd z Kolového potoka s vodami vo vyvieračkách v Javorovej doline. Vody z Kolového potoka sa po 160 až 190 minútach objavili v Puklinovej vyvieračke, po 250 minútach v Mokrej diere, pričom boli zistené aj v jaskyni Javorinka. Bola preukázaná aj spojitosť ponorov v koryte Javorinky (j. od vyvieračiek) s Puklinovou vyvieračkou (doba zdržania iba 2,0—9,0 minút) a s Mokrou dierou (doba zdržania 60 až 120 minút).

Zvlášť zaujímavé sú výsledky indikačných skúšok v Širokej doline. Povrchové vody z ponoru na severnom svahu kóty Široká v Širokej doline sa objavili vo vyvieračke Úplazy v Bielovodskej doline, ale súčasne aj vo vyvieračke Mokrá diera a v prameni pri turistickom chodníku v Javorovej doline, pričom cez kvartérne sedimenty sa vody dostávajú aj k prameňom v strednej časti Širokej doliny (S. PAVLARČÍK, 1978).

Uvedenými metódami boli preukázané zložité cesty cirkulácie krasových vôd v štruktúre a bezprostredný vplyv povrchových tokov na režim krasových vôd. Silný vplyv povrchových vôd na výdatnosť vyvieračiek Mokrá diera a Puklinová vyvieračka sa prejavuje aj v najnižšej mineralizácii ich vôd zo všetkých štruktúr (tab. 9, 18).

Indikačné skúšky v štruktúre Javorinskej Širokej okrem toho preukázali, že ten istý výver krasovej vody komunikuje s rôznymi ponormi a vody z toho istého ponoru sa objavujú vo viacerých vyvieračkách. To iba dokumentuje veľmi zložitý podzemný krasový systém a zložitú cirkuláciu podzemných vôd v štruktúre, čo je zvlášť dôležité z hľadiska využitia a ochrany podzemných vôd.

Hydrogeologická štruktúra Havrana, kde je prevaha dolomitov a časté striedanie vápencov s dolomitmi, prevláda priepustnosť krasovo-puklinová. Zásoby podzemných vôd sú doplňané hlavne infiltráciou atmosferických zrážok a čiastočne infiltrujúcimi vodami z povrchových tokov cez kvartérne sedimenty, a to z Meďodolského potoka, z potoka Štefanka v Javorovej doline a z rieky Bialka v Bielovodskej doline. Vody z povrchových tokov sa ponárajú do kamenito-balvanitých glacigénnych sedimentov, ktoré vypĺňajú údolia riek a podľa geofyzikálnych meraní dosahujú v Javorovej doline hrúbku okolo 100,0 m a v Bielovodskej doline až 150,0 m (J. MÁJOVSKÝ—Ľ. HUSÁK, 1978).

Opakovaným úsekovým hydrometrovaním boli identifikované miesta prírónov podzemných vôd do povrchových tokov a miesta, kde dochádza k úbytkom vody z povrchových tokov. Ich kvantitatívne vyjadrenie je uvedené v tab. 7. Ku zvlášť veľkému úbytku vody dochádza z rieky Bialka, pričom v období nízkych stavov býva koryto Bialky nad prameniskom Tisovky suché. K veľkým prírónom podzemnej vody dochádza v dolnej časti Bialky, od prameniska Tisovky až po ústie doliny. Veľká výdatnosť prameniska Tisovky a nízka mineralizácia jeho vôd (116,0—170,0 mg . $l^{-1}$; mineralizácia vôd v Bialke je 75,0 až 100,0 mg . $l^{-1}$, tab. 9; 18) vedú k názoru, že značná časť vôd prameniska je dotovaná infiltrovanými vodami z Bialky a že tu dochádza k riedeniu vlastných vôd mezozoika s povrchovými vodami Bialky.

Uvedené poznatky boli potvrdené metódou termometrie a konduktometrie (I. LIZOŇ, 1980). Zistené anomálie zodpovedajú skrytým príronom podzemných vôd do rieky Bialky. Drenážny účinok Bialky bol týmito metódami zistený od prameniska Biela voda smerom na sever až cca 350,0 m nad ústie doliny. Výdatný príron podzemných vôd v oblasti prameniska Tisovky sa prejavil aj vo výsledkoch meraní na ľavom brehu Bialky, t. j. v poľskej časti Tatier (obr. 11).

Výdatné pramenisko Pod Muráň v Javorovej doline je dotované aj vodami, ktoré sú podľa výsledkov hydrometrovania infiltrované z Meďodolského potoka pri ústí doliny, o čom svedčí nízka mineralizácia vôd — 185,0 až 216,0 mg . $l^{-1}$. Obdobne pramene Javorová dolina predstavujú výver ponorných vôd z povrchových tokov na západnom svahu Muráňa, ktoré sa ponárajú do kvartérnych sedimentov (tab. 18).

Tab. 9 Skrátené chemické rozbory vôd z povrchových tokov

| Hydrogeologická štruktúra | Povrchový tok | Miesto odberu | pH | Minerali-zácia | Ca | Mg | $HCO_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $mg.l^{-1}$ | | | |
| Bujačí vrch | Biela (1) | pri prameni Belianska jaskyňa | 7,8 | 263,46 | 46,75 | 11,50 | 158,47 |
| | | Belianska jaskyňa (Hladová priepasť) | 7,6 | 283,52 | 52,00 | 11,50 | 176,41 |
| Javorinská Široká | Javorinka (2) | II. vstup do štruktúry | 8,7 | 47,67 | 8,82 | 1,46 | 12,20 |
| | | IV. ústie Čiernej Javorovej doliny | 6,6 | 25,39 | 3,21 | 0,49 | 6,10 |
| | | III. ústie Meďodolského potoka | 8,0 | 254,41 | 37,27 | 18,48 | 122,04 |
| | | ponory v Kolovej doline | 6,8 | 42,19 | 7,45 | 1,50 | 18,05 |
| | | v jaskyni Javorinka (sifón I. hor.) | 6,4 | 143,27 | 23,05 | 7,90 | 87,26 |
| Havran | Javorinka (2) | I. hájovňa Pod Muráňom | 7,8 | 171,91 | 30,00 | 8,75 | 96,20 |
| | | V. ústie Širokej doliny | 7,9 | 263,77 | 45,70 | 14,25 | 174,30 |
| | | VI. výstup zo štruktúry | 7,9 | 172,86 | 27,60 | 10,13 | 102,20 |
| Javorinská Široká | Bialka (Biela voda) (2) | VII. vstup do štruktúry | 7,3 | 87,49 | 15,55 | 3,75 | 36,05 |
| | | VIII. výstup zo štruktúry | 7,6 | 114,56 | 20,41 | 4,72 | 40,10 |
| | | IX. pod prameňom Tisovky | 7,9 | 94,34 | 17,50 | 3,85 | 39,05 |
| | | X. výstup zo štruktúry | 7,9 | 103,97 | 18,47 | 5,31 | 39,05 |

Chemické rozbory urobilo oddelenie hydrochémie GÚDŠ
(1) Vzorky odobraté 23. 4. 1982
(2) Vzorky odobraté 21.—22. 9. 1982

V štruktúre Javorinky sú podzemné vody v podstate dopĺňané iba infiltráciou zo zrážok. Silne skrasovatené muránske vápence, uložené vysoko nad eróznou bázou, podmieňujú rýchly pokles výdatnosti prameňov ihneď po zrážkach. Aj mineralizácia ich vôd je preto veľmi nízka — 150,0 až 215,0 $mg.l^{-1}$.

## Zdroje krasovo-puklinových vôd

Výpočet zdrojov krasovo-puklinových vôd je urobený pre jednotlivé hydrogeologické štruktúry na základe sústavného režimového pozorovania v rokoch 1974, respektíve 1975 až 1980 jednak povrchových tokov vstupujúcich a vystupujúcich z týchto štruktúr, jednak významnejších prameňov (V. HANZEL et al., 1981, 1983).

Na posúdenie reprezentatívnosti vypočítaných zdrojov podzemných vôd za obdobie 1974 až 1980 boli porovnané odchýlky ročných úhrnov zrážok s dlhodobým normálom. Hodnotenie bolo urobené pre stanicu Tatranská Kotlina, Podspády a Lomnický štít, ktoré sú reprezentatívne pre všetky hydrogeologické štruktúry (tab. 10).

Z prehľadu údajov v tab. 10 vidieť, že hodnotené obdobie pre všetky štruktúry možno z hľadiska vlhkosti rokov považovať za normálne. Iba najvyššie položená zrážkomerná stanica Lomnický štít má zrážky hlboko pod dlhodobým priemerom. Z toho vyplýva, že vypočítané zdroje podzemných vôd možno považovať za charakteristické pre priemerné stavy.

Prírodné zdroje v štruktúre *Šumivého prameňa* (tab. 11) predstavujú sumár podzemných vôd, vypočítaný za roky 1975 až 1980 z priemerných výdatností pozorovaných prameňov a z podzemného odtoku, stanoveného separáciou hydrogramu z limnigrafickej stanice na potoku Čierna voda, ktorý v podstate predstavuje odtok z prameniska Sedem prameňov. Celkove prírodné zdroje sú:

| | |
|---|---|
| prameň Šumivý | $36{,}31.s^{-1}$ |
| prameň Malý Šumivý | $3{,}51.s^{-1}$ |
| Čierna voda | $95{,}21.s^{-1}$ |
| | $135{,}01.s^{-1}$ |

V rokoch 1975—1980 prírodné zdroje v štruktúre kolísali od 156,5 do $94{,}51.s^{-1}$, pričom za prognózne prírodné zdroje možno považovať priemernú hodnotu za uvedené obdobie, čo je $135{,}01.s^{-1}$.

Za prognózne využiteľné zdroje podzemných vôd je považovaná 330-denná voda z výsledkov 6-ročného sústavného pozorovania.

Tab. 10 Odchýlky ročných úhrnov zrážok za roky 1974—1980 od dlhodobého normálu

| Stanica | Ročný úhrn zrážok 1931—60 | Ročný úhrn zrážok v mm<br>% dlhodobého normálu<br>Charakteristika vlhkosti rokov | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 1974 | 1975 | 1976 | 1977 | 1978 | 1979 | 1980 |
| Tatranská Kotlina | 950 | 1172<br>123,3<br>veľmi vlhký | 1060<br>111,5<br>vlhký | 842<br>88,6<br>suchý | 918<br>96,6<br>norm. | 995<br>104,7<br>norm. | 857<br>90,2<br>norm. | 1160<br>122,1<br>veľmi vlhký |
| Podspády | 1154 | 1346<br>116,6<br>vlhký | 1218<br>105,5<br>norm. | 1070<br>92,7<br>norm. | 1048<br>90,8<br>norm. | 1123<br>97,3<br>norm. | 850<br>73,6<br>veľmi suchý | 1519<br>131,6<br>veľmi vlhký |
| Lomnický štít | 1561* | 1396<br>89,4<br>suchý | 1472<br>94,2<br>norm. | 816<br>52,2<br>mimor. suchý | 1188<br>76,1<br>veľmi suchý | 1122<br>71,8<br>veľmi suchý | 994<br>63,6<br>mimor. suchý | 1341<br>85,9<br>suchý |

* Úhrn zrážok je iba za obdobie 1941—1960

Tab. 11 Prehľad zdrojov krasovo-puklinových vôd (podľa meraní v rokoch 1975—1980)

| Hydrogeologická štruktúra | Tektonická jednotka, kolektory | Plocha $km^2$ | Prírodné zdroje $l.s^{-1}$ | Prognózne využiteľné množstvá $l.s^{-1}$ | Šp. odtok podzemných vôd $l.s^{-1}.km^{-2}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Šumivý prameň | Čiastkový príkrov Havrana, triasové karbonáty | 7,3 | 135,0 | 82,1 | 18,4 |
| Bujačí vrch | čiastkový príkrov Bujačieho vrchu, triasové vápence a dolomity | 45,4 | 927,2 | 240,5 | 20,4 |
| Javorinská Široká | vysokotatranská séria, triasové karbonáty a urgónske vápence | 42,2 | 1033,9 | 34,0 | 24,5 |
| Havran | čiastkový príkrov Havrana, triasové karbonáty | | | 189,0 | |
| Javorinka | čiastkový príkrov Havrana, muránske vápence, krieda | 4,1 | 96,9 | 24,0 | 23,6 |

Na základe vyčíslenia 330-dennej vody z čiar prekročenia sú prognózne využiteľné zdroje podzemných vôd štruktúry Šumivého prameňa nasledovné:

| | |
|---|---|
| Šumivý prameň | 18,61. $s^{-1}$ (už využívané) |
| | 14,01. $s^{-1}$ (zatiaľ nevyužívané) |
| Malý Šumivý | 3,01. $s^{-1}$ |
| Sedem prameňov | 46,51. $s^{-1}$ |
| | 82,11. $s^{-1}$ |

Na výpočet prírodných zdrojov v štruktúre *Bujačieho vrchu* bolo využité sústavné režimové pozorovanie v rokoch 1975—1980.

a) Na základe sústavného pozorovania prítokov do štruktúry v oblasti Ždiaru na staniciach (tab. 4, obr. 2)

Ždiar — Pod Príslopom
Ždiar — Ždiarsky potok
Ždiar — Blaščatská dolina
Ždiar — Antošovský vrch
Ždiar — Bachledova dolina

a výstupu zo štruktúry na stanici potoka Biela v Tatranskej Kotline boli vypočítané prírony podzemných vôd do potoka Biela, ktoré v priemere predstavujú 785,61. $s^{-1}$.

b) Priemerná výdatnosť prameňa Studienka v Tatranskej Kotline je 26,61. $s^{-1}$.

c) Prírony podzemnej vody do potoka Biela od merného objektu v Tatranskej Kotline až po styk mezozoika s ílovcovou litofáciou paleogénu pod Tatranskou Kotlinou, zistené opakovaným hydrometrovaním, predstavujú 100,01. $s^{-1}$.

d) Prírony podzemnej vody do potoka Rieka v Lendaku, zistené opakovaným hydrometrovaním, predstavujú 15,01. $s^{-1}$.

Sumár týchto priemerných hodnôt za roky 1975—1980 predstavuje 927,21. $s^{-1}$ prírodných zdrojov štruktúry (tab. 11), pričom v sledovanom období kolísali od 424,8 do 1476,01. $s^{-1}$.

Za prognózne využiteľné množstvo krasovo-puklinových vôd hodnotenej štruktúry sú považované hodnoty 330-dennej vody z výsledkov 6-ročného sústavného pozorovania výdatnosti prameňa Studienka a prírodov do potoka Biela po Tatranskú Kotlinu, ktoré boli v sledovanom období 135,01. $s^{-1}$. Z nesústavne meranej výdatnosti prameňa v Lendaku a nesústavne meraných prírodov do potoka Biela v úseku od Tatranskej Kotliny po výstup potoka z mezozoika sú do výpočtu použité najnižšie namerané hodnoty, t. j. u prameňa v Lendaku 2,51. $s^{-1}$ a u prírodov 83,01. $s^{-1}$. Čiastočne tieto prírony, vzdúvajúce sa na podtatranskom zlome na styku mezozoika s ílovcovou litofáciou paleogénu, boli overené vrtom BTH-1 v Starej Kotline, z ktorého bolo čerpaných v období výskumu minimálne 63,01. $s^{-1}$, pričom úplne zanikol prameň Studienka.

Vychádzajúc z takto získaných údajov možno prognózne využiteľné množstvo v štruktúre Bujačieho vrchu vyčísliť nasledovne:

| | |
|---|---|
| a) prírony podzemných vôd do potoka Biela po Tatranskú Kotlinu | 135,01. $s^{-1}$ |
| b) výdatnosť overená vrtom BTH-1 na podtatranskom zlome v Tatranskej Kotline | 63,01. $s^{-1}$ |
| c) zostávajúce prírony do toku Biela v Tatranskej Kotline | 40,01. $s^{-1}$ |
| d) výdatnosť prameňa v Lendaku | 2,51. $s^{-1}$ |
| | 240,51. $s^{-1}$ |

Celkove zo štruktúry Bujačieho vrchu to predstavuje 240,51. $s^{-1}$ prognózne využiteľného množstva podzemných vôd.

Významnými štruktúrami krasovo-puklinových vôd na severných svahoch Vysokých Tatier je *štruktúra Javorinskej Širokej a štruktúra Havrana*, ktoré sa nachádzajú v povodí Javorinky a v povodí Bialky. Ich odvodňovanie je vo forme prameňov a latentných prestupov do potoka Javorinka a Bialka. Na výpočet prírodných zdrojov bolo možné využiť iba sústavné pozorovanie na potoku Javorinka v Podspádoch a na potoku Bialka v Lysej Poľane, ktoré však odvádzajú nielen vody z oboch hydrogeologických štruktúr, ale i z priľahlých svahov kryštalinika a z poľskej časti Tatier s plochou kryštalinika 30,3 $km^2$ a mezozoika 6,2 $km^2$. Výpočet priemerného odtoku podzemných vôd bol urobený metódou Fostera a Killeho. Výsledky sú uvedené v tab. 12 a 13.

Tab. 12 Vyčlenenie podzemného odtoku metódou Fostera za roky 1974—1980

| Povodie Plocha | Podzemný odtok v $l.s^{-1}$ | | | | | | | Priemerný podzemný odtok |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1974 | 1975 | 1976 | 1977 | 1978 | 1979 | 1980 | |
| Javorinka 46,8 $km^2$ | 1107,6 | 1210,4 | 1216,6 | 843,7 | 1047,7 | 966,6 | 1126,5 | 1074,1<br>22,9 |
| Bialka 63,8 $km^2$ | 1754,7 | 1923,2 | 1501,3 | 1719,5 | 1692,6 | 1803,5 | 1733,1 | 1732,5<br>27,1 |
| Javorinka a Bialka 110,6 $km^2$ | 2494,3 | 3124,7 | 2695,3 | 2594,6 | 2653,6 | 2771,7 | 2679,3 | 2716,2<br>24,5 |

Tab. 13 Vyčlenenie podzemného odtoku metódou Killeho za roky 1974—1980

| Povodie Plocha | Minimálny | | Priemerný | |
|---|---|---|---|---|
| | $l.s^{-1}$ | $l.s^{-1}.km^{-2}$ | $l.s^{-1}$ | $l.s^{-1}.km^{-2}$ |
| Javorinka 46,8 $km^2$ | 251,7 | 5,3 | 1077,4 | 23,0 |
| Bialka 63,8 $km^2$ | 250,0 | 3,9 | 1889,8 | 29,6 |
| Javorinka a Bialka 110,6 $km^2$ | 641,8 | 5,8 | 3009,8 | 27,2 |

Na výpočet prírodných zdrojov podzemných vôd v hodnotenom území boli použité údaje podľa metódy Fostera, ktoré sú o niečo nižšie než výpočet podľa Killeho. Celkove teda prírodné zdroje podzemných vôd z celého hodnoteného územia i s časťou povodia v poľskej časti Tatier (s plochou 36,5 $km^2$), t. j. z územia s plochou 110,6 $km^2$, bol za roky 1974 až 1980 priemerný špecifický odtok podzemných vôd 24,51.$s^{-1}$.$km^{-2}$. To je 2716,21.$s^{-1}$ prírodných zdrojov, čo zodpovedá 230-dennému prekročeniu celkového odtoku z územia. Uvedený priemerný špecifický odtok bol použitý na výpočet prírodných zdrojov pre obidve štruktúry krasovo-puklinových vôd — Javorinskej Širokej a Havrana s plochou 42,4 $km^2$. Vyčíslené prírodné zdroje v množstve 1033,91.$s^{-1}$ (tab. 11) sú vysoké. Je to zrejme podmienené veľmi dobrými hydrogeologickými podmienkami — vysokou infiltračnou schopnosťou silne skrasovatených a popukaných triasových karbonátov, pričom ich zberná plocha je zväčšená o priľahlé svahy kryštalinika s plochou 31,9 $km^2$. Akumulačnú schopnosť hodnoteného územia zväčšuje i veľká

hrúbka vysokopriepustných glacigénnych a fluviálnych sedimentov, ktoré vypĺňajú údolie Javorinky a Bialky, a to v celom ich priebehu, t. j. od kryštalinika až po vyústenie z hodnoteného územia. Zvlášť významným faktorom sú veľmi vysoké zrážky a nízky výpar. Fyzikálno-geografické a klimatické pomery územia spôsobujú, že v hodnotenej západnej časti Belianskych Tatier a na severných svahoch Vysokých Tatier sú najvyššie zrážky z celých Východných Tatier, ako to vidno z tab. 14. Výpočet zrážok uvedený v tab. 14 bol urobený podľa mapy izohyet, zostavenej SHMÚ v Bratislave na obdobie rokov 1974 až 1980.

Tab. 14 Priemerné zrážky v hodnotených oblastiach Východných Tatier za roky 1974 až 1980

| Hodnotená oblasť | Priemerný úhrn zrážok | | |
|---|---|---|---|
| | mm | $l.s^{-1}$ | $l.s^{-1}.km^{-2}$ |
| povodie Javorinky | 1870,3 | 2705,1 | 57,8 |
| povodie Bialky v ČSFR | 2053,9 | 1781,1 | 65,2 |
| štruktúra Javorinky | 1618,0 | 214,0 | 52,2 |
| štruktúra Bujačieho vrchu | 1428,0 | 1696,6 | 45,2 |
| štruktúra Šumivého prameňa | 1524,2 | 357,4 | 48,3 |
| povodia na južných svahoch Vysokých Tatier | 897—1404,5 | 1651,4—2786,5 | 28,4—44,5 |

D. MALECKA (1979) uvádza vysoké špecifické odtoky podzemných vôd z poľskej časti Tatier. Na základe nesústavných meraní pri nízkych stavoch na jeseň v roku 1969 vypočítala špecifický odtok podzemných vôd z kryštalinika v rôznych povodiach poľských Tatier od 8,0 do 15,0 $l.s^{-1}.km^{-2}$ a z mezozoika 25,0 až 30,0 $l.s^{-1}.km^{-2}$, v niektorých povodiach až nad 30,0 $l.s^{-1}.km^{-2}$.

V štruktúre muránskych vápencov Javorinky s plochou 4,1 $km^2$ nebol sústavne meraný odtok vôd. Jediný výstup podzemných vôd zo štruktúry predstavuje prameň Príslop, ktorý bol nesústavne meraný (tab. 6). Priemerná hodnota výdatnosti prameňa z nesústavného merania predstavuje prírodné zdroje krasovo-puklinových vôd z tejto štruktúry v množstve 96,91 $l.s^{-1}$ (tab. 11).

V hodnotenom území neprebiehalo sústavné režimové pozorovanie výdatnosti vodohospodársky významnejších prameňov a ani vrtmi sa nepodarilo overiť možnosti zachytenia latentne prestupujúcich podzemných vôd z karbonátov mezozoika do povrchových tokov, respektíve do kvartérnych sedimentov vypĺňajúcich Javorovú a Bielovodskú dolinu.

Sústavne boli pozorované iba menšie pramene — Wywiory zachytený, prameň Javorina a prameň Javorová dolina.

Z vodohospodárskeho hľadiska možno považovať za využiteľné zdroje krasovo-puklinových vôd v hodnotených štruktúrach dosiaľ nevyužité pramene väčších výdatností, pričom za využiteľné množstvo sú považované ich najmenšie výdatnosti, zistené nesús-

tavným meraním. Ďalšie vodohospodársky prognózne oblasti predtsavujú úseky povrchových tokov, kde boli zistené opakovaným hydrometrovaním významné skryté prestupy podzemných vôd. Sú to nasledovné zdroje:

1. Vodohospodársky významné pramene

a) v štruktúre Javorinskej Širokej
   — prameň Úplazy $34{,}01.s^{-1}$
b) v štruktúre Havrana
   — prameň Pod Muráň $84{,}01.s^{-1}$
   — prameň Wywiory — nezachytený $23{,}01.s^{-1}$
   — prameň Tisovky $82{,}01.s^{-1}$
   Celkove $223{,}01.s^{-1}$
c) v štruktúre Javorinky
   — prameň Príslop $24{,}01.s^{-1}$

2. Vodohospodársky významné úseky povrchových tokov so skrytými prestupmi podzemných vôd (obr. 2)

a) v Javorovej doline
   — úsek Javorinky od Puklinovej vyvieračky po prameň Mokrá diera; pramene Puklinová vyvieračka a Mokrá diera s celkovou odhadovanou minimálnou výdatnosťou $100{,}01.s^{-1}$, vyvierajúce v koryte Javorinky, sú súčasťou prestupu krasovo-puklinových vôd do potoka Javorinka,
   — úsek Javorinky od ústia Meďodolského potoka po hájovňu Pod Muráň, kde krasovo-puklinové vody prestupujú do hrubej vrstvy kvartérnych sedimentov, z ktorých sú drénované potokom Javorinka, respektíve vyvierajú vo forme rozptýlených výverov priamo z kvartérnych sedimentov s výdatnosťami okolo $10{,}01.s^{-1}$,
b) v Bielovodskej doline
   — úsek od prameniska Tisovky po pramene pri ústí doliny, pričom minimálna výdatnosť prameniska bola $30{,}01.s^{-1}$.

Kvantitatívne vyjadrenie prestupov podzemných vôd do povrchových tokov si vyžaduje urobiť sústavné meranie hlavne pri nízkych stavoch a ich overenie technickými prácami. Keď uvážime, že 330-denný odtok vôd z mezozoika iba v hodnotenej časti slovenských Tatier je okolo $850{,}01.s^{-1}$ a z celého územia, t. j. i z poľskej časti Tatier je $1244{,}51.s^{-1}$, sú reálne možnosti získania významných zdrojov podzemných vôd i z prestupov do povrchových tokov.

**Hydrogeochemické pomery**

Tvorba chemického zloženia podzemných vôd študovaného územia je zložitý proces,ktorý sa realizuje v niekoľkých fázach, charakterizovaných špecifickým súborom pôsobiacich faktorov a interakcií (S. Gazda—S. Rapant in V. Hanzel et al., 1981, 1983).

Východiskový stav tohto procesu reprezentuje chemické zloženie zrážkových vôd. Zimné zrážky študovaného územia (tab. 15), ktoré sú z hľadiska doplňovania zásob podzemných vôd určujúce, vykazujú komplikované chemické zloženie, výrazne kyslú reakciu (s prevažujúcou prítomnosťou voľnej $H_2SO_4$) a celkovú mineralizáciu v rozmedzí 8—24 mg/l. Charakteristické je výrazné zastúpenie zložiek reflektujúcich antropogénne znečistenie atmosféry ($NH_4^+$, $NO_3^-$, $SO_4^{2-}$). Zdrojom mineralizácie zrážkových vôd je

komplex transportných a fyzikálno-chemických procesov prebiehajúcich v oblakoch. Celkový spád atmosferických solí, podmienený zimnými zrážkami, sa pohybuje v rozmedzí 2,3—2,8 t/km$^2$. Staršími pozorovaniami na Lomnickom štíte (mesačné kumulované zrážky v r. 1957—1958; bližšie pozri M. MACKŮ—J. PODZIMEK—L. ŠRÁMEK, 1959) bol zistený aj ojedinelý výskyt enormne vysokého obsahu chloridov morského pôvodu (až 350 mg/l).

Látky a soli antropogénneho pôvodu, ktoré dotvárajú celkové chemické zloženie študovaných vôd, vstupujú do procesu jeho tvorby vo všetkých fázach, počnúc atmosférou a končiac horninovým prostredím. Ich celkový hydrochemický vplyv je však zatiaľ slabý. Súvisí to s geomorfologickou pozíciou študovaného územia, nízkou hustotou jeho osídlenia, a tým aj malou hospodárskou aktivitou akéhokoľvek druhu.

Tab. 15 Priemerné chemické zloženie zimných zrážok (podľa S. GAZDU et al., 1980)

| Zložka (mg.l$^{-1}$) | Lomnický štít | Skalnaté pleso | Tatranská Lomnica |
|---|---|---|---|
| pH | 4,0 | 4,1 | 4,1 |
| mineralizácia | 10,7 | 10,5 | 11,6 |
| oxidovateľnosť ($O_2$) | 1,4 | 1,4 | 3,5 |
| rozp. $CO_2$ | 3,1 | 3,5 | 5,1 |
| $SiO_2$ | 0,6 | 0,45 | 0,7 |
| $Na^+$ | 0,14 | 0,24 | 0,25 |
| $K^+$ | 0,05 | 0,07 | 0,15 |
| $NH_4^+$ | 0,45 | 0,35 | 0,69 |
| $Mg^{2+}$ | 0,12 | 0,09 | 0,11 |
| $Ca^{2+}$ | 0,72 | 0,53 | 0,48 |
| $Sn^{2+}$ | 0,008 | 0,025 | 0,025 |
| $Mn^{2+}$ | 0,003 | 0,005 | 0,026 |
| $Fe^{2+}$ | 0,053 | 0,080 | 0,075 |
| $Zn^{2+}$ | 0,022 | 0,032 | 0,069 |
| Cu | 0,0025 | 0,0034 | 0,0040 |
| $Cl^-$ | 4,35 | 3,15 | 3,1 |
| $NO_3^-$ | 0,22 | 1,0 | 1,44 |
| $SO_4^{2-}$ | 2,3 | 3,75 | 3,8 |

Poznámka: Údaje v tabuľke sú uvedené v mediánoch a reprezentujú obdobie 1976 až 1980. Vyjadrujú zloženie vodných roztokov, vzniknutých roztopením priemerných vzoriek snehu, odobraných koncom zimného obdobia z celého profilu snehovej pokrývky.

Tab. 16 Základné hydrogeochemické parametre podzemných vôd kryštalinika a glacigénnych sedimentov (S. RAPANT in V. HANZEL et al., 1983)

| Zložky chemizmu | Mineralizácia | $HCO_3^-$ | $SO_4^{2-}$ | $NO_3^-$ | Mg/Ca | $SO_4$/M | $A_2$ | $S_2(SO_4)$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Zdroj vody, počet vzoriek | mg.l$^{-1}$ | | | | mol.z % | | | |
| kryštalinikum + kvartérne sedimenty n = 13 | 25,92—38,58 | 6,1—12,25 | 3,7—11,52 | 1,1—3,4 | 0,058—0,254 | 0,113—0,25 | 23,84—0,25 | 22,48—47,45 |
| | 29,68 | 10,6 | 5,35 | 2,12 | 0,124 | 0,165 | 39,75 | 30,204 |
| prameň č. 19 | 26,66 | 7,65 | 4,55 | 3,4 | 0,152 | 0,141 | 36,75 | 28,07 |
| prameň č. 20 | 38,58 | 12,2 | 11,52 | 2,5 | 0,176 | 0,25 | 39,73 | 47,75 |

Poznámka: Koeficienty Mg/Ca a $SO_4$/M sú počítané z mol.z.l$^{-1}$. U súborov je udávaný rozptyl hodnôt a priemerné hodnoty vyjadrené v mediánoch. Vzorky sú odobraté v októbri 1980, resp. v septembri 1982, analyzované v hydrochemických laboratóriách GÚDŠ a IGHP, š. p., Žilina

Tab. 17 Základné hydrogeochemické parametre podzemných vôd jednotlivých tektonických jednotiek mezozoika (podľa: S. GAZDA—S. RAPANT in V. HANZEL, 1981, 1983)

| Tektonická jednotka (počet vzoriek) | Mineralizácia | $HCO_3^-$ | $SO_4^{2-}$ | $NO_3^-$ | Mg/Ca | $A_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | mg.l$^{-1}$ | | | | | mol.z % |
| čiastkový príkrov Bujačieho vrchu (n = 13) | 268,6 | 180,4 | 23,2 | 4,5 | 0,43 | 80,7 |
| čiastkový príkrov Havrana — dolomity s vápencami (n = 15) | 228,3 | 134,2 | 14,8 | 4,4 | 0,67 | 80,3 |
| čiastkový príkrov Havrana — vápence (n = 7) | 180,1 | 117,7 | 12,9 | 2,0 | 0,13 | 82,4 |
| vysokotatranská séria (n = 4) | 184,8 | 119,9 | 10,8 | 3,9 | 0,45 | 83,2 |

Poznámka: Priemerné hodnoty sú vyjadrené v mediánoch

K formovaniu chemického zloženia *podzemných vôd kryštalinika a glacigénnych sedimentov* hodnoteného územia dochádza za špecifických podmienok, čo sa výrazne odráža v ich chemickom zložení. Vplyvom uvedených podmienok je kvantitatívny efekt mineralizačných procesov danej oblasti determinovaný vysokou rýchlosťou odtoku podzemných vôd, odrazom čoho sú nízke hodnoty celkovej mineralizácie (25—40 mg.$l^{-1}$, tab. 16). Vcelku nepozorujeme výraznejšie rozdiely medzi podzemnými vodami kryštalinika a glacigénnych sedimentov. Mineralizácia podzemných vôd kryštalinika je v priemere predsa len o niečo nižšia ako v podzemných vodách glacigénnych seidmentov.

Odlišné hydrodynamické podmienky obehu podzemných vôd v glacifluviálnych sedimentoch (väčší špecifický povrch) spôsobujú dlhšiu dobu kontaktu týchto vôd s horninovým prostredím a v porovnaní s podzemnými vodami kryštalinika sú pre ne charakteristické vyššie hodnoty celkovej mineralizácie (okolo 0,1 g.$l^{-1}$) pri zachovaní ich chemických typov.

Výsledné chemické zloženie podzemných vôd kryštalinika a glacigénnych sedimentov je tvorené v prevažnej miere kombináciou dvoch mineralizačných procesov, a to hydrolytického rozkladu silikátových minerálov a oxidačnou degradáciou sulfidov. V závislosti od stupňa uplatnenia uvedených procesov kolíše od nevýrazného základného Ca—$HCO_3$ cez prechodné Ca—$HCO_3$—$SO_4$ až k zmiešaným typom. Z genetického hľadiska patria študované podzemné vody do silikátogénnych a silikátovo-sulfidogénnych skupín.

*Podzemné vody mezozoických súvrství* Belianskych Tatier sú typickými predstaviteľmi karbonátogénnych vôd ZápadnýchKarpát, ktorých chemické zloženie je v podstatnej miere formované rozpúšťaním karbonátov (hlavne kalcitu, respektíve dolomitu). Tento proces uvoľňuje do kvapalnej fázy hlavne ióny $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$ a $HCO_3^-$ a podmieňuje tak ich výrazný Ca—$HCO_3$, respektíve Ca—Mg—$HCO_3$ charakter. Na dotváraní chemického zloženia týchto vôd sa podieľa aj rozpúšťanie rozptýleného sadrovca, respektíve autigénneho pyritu prakticky vždy prítomných v karbonatických horninách mezozoika. Obsah $SO_4^{2-}$ iónov, uvoľňovaných týmito procesmi, podmieňuje zastúpenie $S_2(SO_4)$ zložky, obvykle neprevyšujúcej 20 mmol.z %. Len v prípadoch, keď sa podzemné vody dostávajú do styku so sadrovcovonosnými súvrstviami keuperu, hlavne permoverfénu, dochádza k formovaniu výraznejšieho podielu kalcium-sulfátovej zložky.

Mineralizácia karbonátogénnych vôd mezozoika sa pohybuje v pomerne širokom rozmedzí (prevažne 0,15—0,35 g/l), pričom vykazuje charakteristickú priestorovú diferenciáciu — v priemere je podstatne vyššia v čiastkovom príkrove Bujačieho vrchu ako v čiastkovom príkrove Havrana (tab. 17). Tento rozdiel súvisí s odlišnými hydrodynamickými podmienkami obehu podzemných vôd v týchto tektonických jednotkách.

Spodná tektonická jednotka — čiastkový príkrov Havrana prevažne zaujíma vrcholové časti pohoria s veľmi členitým reliéfom. Obeh podzemných vôd sa prevažne realizuje v jurských a kriedových vápencoch, z ktorých niektoré (napr. muránske vápence) sú silne skrasovatené. Prúdenie podzemných vôd je veľmi rýchle a ich hydrolytické pôsobenie voči horninovému prostrediu relatívne slabé. V čiastkovom príkrove Bujačieho vrchu, ktorý zaujíma výškove menej exponované časti pohoria s menej členitým reliéfom, sú významne zastúpené triasové karbonáty a v rámci nich hlavne dolomity s typickou puklinovou priepustnosťou. Prúdenie vôd je relatívne pomalšie a vyrovnanejšie, čo priaznivo vplýva na intenzitu rozpúšťania.

Uvedenú interpretáciu, okrem mineralizácie, potvrdzujú aj rozdielne hodnoty koeficientov Mg/Ca (tab. 17). V tejto súvislosti je zaujímavé, že prevažná väčšina podzemných vôd triasových karbonátov príkrovu Bujačieho vrchu vykazuje relatívne nízke hodnoty koeficientu Mg/Ca (0,2—0,6), nezodpovedajúce kartograficky vymedzenému zastúpeniu dolomitov. Vyskytujú sa pritom aj také anomálie, že napríklad vody vrtu BTH-4,

Tab. 18 Chemické analýzy podzemných vôd z najvýznamnejších prameňov mezozoika

| Hydrogeologická štruktúra | Číslo a názov prameňa | pH | Mineralizácia | Obsah iónov — $mg.l^{-1}$ | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $mg.l^{-1}$ | $Na^+$ | $K^+$ | $Mg^{+2}$ | $Ca^{+2}$ | $Cl^-$ | $HCO_3^-$ | $SO_4^{-2}$ |
| Šumivý prameň | 1 Sedem prameňov | 7,8 | 183,5 | 0,54 | 0,33 | 4,60 | 37,00 | 1,24 | 123,26 | 10,70 |
| | 2 Šumivý | 7,7 | 371,92 | 0,90 | 0,45 | 25,00 | 61,00 | 5,32 | 148,64 | 123,45 |
| | 3 Malý Šumivý | 7,7 | 385,32 | 0,90 | 0,45 | 23,00 | 64,00 | 5,32 | 157,93 | 123,86 |
| Bujačí vrch | 4 Studienka | 8,0 | 333,06 | 0,85 | 5,00 | 19,50 | 55,00 | 5,54 | 210,50 | 31,69 |
| | 6 Husiar — dolný | 8,2 | 252,90 | 0,20 | 0,18 | 10,50 | 47,00 | 3,19 | 173,29 | 12,35 |
| | 7 Tristárska dolina | 7,6 | 220,56 | 0,50 | 0,15 | 8,00 | 42,00 | 4,25 | 130,06 | 23,25 |
| Javorinka | 8 Príslop | 8,2 | 215,10 | 0,30 | 0,18 | 1,88 | 48,00 | 3,19 | 136,07 | 17,28 |
| Javorinská Široká | 9 Puklinový | 7,7 | 69,96 | 0,25 | 0,18 | 2,75 | 12,00 | 3,19 | 40,27 | 7,20 |
| | 10 Mokrá diera | 7,5 | 76,97 | 0,75 | 0,30 | 3,16 | 12,02 | 0,64 | 48,81 | 5,76 |
| | 17 Úplazy | 7,5 | 305,36 | 0,75 | 0,60 | 18,28 | 53,00 | 1,77 | 87,15 | 136,20 |
| Havran | 11 Pod Muráň | 7,9 | 185,21 | 0,20 | 0,18 | 12,25 | 29,00 | 3,19 | 123,87 | 12,35 |
| | 12 Pod Babošom — dolný | 7,6 | 198,26 | 0,85 | 0,40 | 7,30 | 36,87 | 0,92 | 120,14 | 17,69 |
| | 13 Javorová dolina — 1 | 7,6 | 200,10 | 0,50 | 0,20 | 4,36 | 41,68 | 0,78 | 134,24 | 12,76 |
| | 14 Wywiory | 7,7 | 224,95 | 0,70 | 0,60 | 13,06 | 34,47 | 0,85 | 140,34 | 26,34 |
| | 16 Javorina 1 | 7,4 | 334,89 | 0,55 | 0,47 | 24,56 | 46,70 | 1,77 | 240,40 | 14,80 |
| | 18 Tisovky | 7,9 | 116,32 | 0,68 | 0,30 | 4,90 | 21,20 | 1,77 | 47,55 | 32,90 |

Chemické analýzy urobilo oddelenie hydrogeochémie, Geologický ústav Dionýza Štúra, 1980—1982

ktorého celým profilom bolo zachytené ladinské súvrstvie dolomitov, vykazujú nižšiu hodnotu Mg/Ca (0,48) ako vody vrtu BTH-1 (Mg/Ca 0,57), ktorým boli odskúšané gutensteinské vápence, i keď prevažne rôzne výrazne dolomitizované. Uvedené skutočnosti poukazujú na zložitú vnútornú stavbu triasových karbonátov príkrovu Bujačieho vrchu (vrátane častej nestechiometricity a štruktúrnej neusporiadanosti dolomitov i vápencov), a tým aj na zložité podmienky tvorby chemického zloženia ich vôd.

V prípade, keď sa podzemné vody mezozoických komplexov dostávajú do styku so sadrovcovonosnými súvrstviami keuperu, a hlavne verfénu, ich chemické zloženie sa výrazne metamorfuje a posúva smerom k Ca—$SO_4$ typom. Obdobne je pre tieto vody charakteristický aj adekvátny nárast hodnôt celkovej mineralizácie. Príkladom podzemných vôd, ovplyvnených sadrovcovonosným súvrstvím spodného triasu, sú pramene Šumivý, Malý Šumivý, Úplazy (tab. 18). Vplyv spodného triasu je zrejmý aj v prameni Tisovky, ktorý okrem značného podielu $S_2(SO_4)$ je charakteristický nízkou mineralizáciou (120—160 mg.$l^{-1}$). Vyviera v kvartérnych sedimentoch, ktoré majú značnú mocnosť a na základe nízkej mineralizácie je zrejmé, že tu dochádza k riedeniu vlastných mezozoických vôd povrchovými vodami Bialky.

Najnižšie hodnoty celkovej mineralizácie (okolo 70 mg.$l^{-1}$) karbonátogénnych vôd mezozoických hornín boli zistené v prameňoch Puklinový a Mokrá diera v Javorovej doline. Ide však v podstate o výtoky z jaskynných systémov, výrazne dotovaných povrchovými vodami z Kolového potoka (tab. 18).

Vnútrokarpatský paleogén je zastúpený dvoma súvrstviami, a to bazálnou transgresívnou litofáciou a ílovcovou litofáciou.

*Podzemné vody bazálnej litofácie* (karbonatické brekcie a zlepence) patria do karbonátogénneho podtypu petrogénnych vôd a ich chemické zloženie je v prevažnej miere formované rozpúšťaním kalcitu a dolomitu. V porovnaní s karbonátogénnymi vodami mezozoika vykazujú v dôsledku pomalšieho a vyrovnanejšieho prúdenia o niečo vyššiu mineralizáciu (0,3—0,4 g.$l^{-1}$) pri zachovaní základného, výrazného Ca—Mg—$HCO_3$ typu. Je pre ne charaktristický zvýšený obsah $SO_4^{2-}$ iónov. Hodnoty koeficientu Mg/Ca sa pohybujú prevažne v rozmedzí 0,6—0,7, čo svedčí o značnom zastúpení dolomitickej zložky v horninovom prostredí ich obehu (S. Gazda in V. Hanzel et al., 1981).

Pri formovaní chemického zloženia *podzemných vôd ílovcovej litofácie* sa okrem rozpúšťania karbonátov, oxidačnej degradácie sulfidov a hydrolytického rozkladu silikátových minerálov uplatňujú aj iónovýmenné procesy (výmena vápnika za sodík). Tieto vody zaraďujeme ku karbonátovo-hydrosilikátogénnym typom. V priemere majú nižšiu mineralizáciu (0,2—0,3 g.$l^{-1}$) ako podzemné vody bazálnej litofácie, hoci prúdenie podzemných vôd je relatívne najpomalšie. Zodpovedá to nízkej chemickej aktivite málo vápnitých ílovcov a prevahe ílovcov nad slabo vápnitými pieskovcami v horninovom prostredí obehu týchto vôd (tab. 19).

Tab. 19 Základná hydrogeochemická charakteristika podzemných vôd paleogénu

| Fácia (počet vzoriek) | M mg/l | $A_2$ mval% | Mg/Ca | $SO_4^{2-}$ mg/l | $NO_3^-$ mg/l |
|---|---|---|---|---|---|
| bazálne brekcie a zlepence (n = 3) | 351,5 | 74,8 | 0,64 | 41,8 | 8,2 |
| ílovcová litofácia (n = 8) | 237,2 | 72,6 | 0,36 | 29,2 | 5,8 |

Poznámka: Priemerné hodnoty sú vyjadrené v mediánoch

**Využitie a ochrana podzemných vôd**

I keď vo vymedzených hydrogeologických štruktúrach sú bohaté zásoby krasovo-puklinových vôd, na zásobovanie je dosiaľ využívaná iba nepatrná časť.

V štruktúre Šumivého prameňa je využívaný prameň Šumivý pre belanský skupinový vodovod, z ktorého bolo v rokoch 1975—1980 priemerne využívaných 18,61.$s^{-1}$ podzemných vôd. V štruktúre Havrana je vodohospodársky využívaný iba prameň Wywiory v Širokej doline s priemerným odberom v uvedených rokoch 3,31.$s^{-1}$. Od roku 1980 sa na zásobovanie využíva i voda z povrchového toku Javorinka, avšak vo veľmi malom množstve. V súčasnosti je pripravený na exploatáciu hydrogeologický vrt BTH-1 v Tatranskej kotline v štruktúre Bujačieho vrchu.

V štruktúre Šumivého prameňa možno považovať za vodohospodársky prognóznu oblasť prameňov Šumivého, Malého Šumivého a Sedem prameňov.

V štruktúre Bujačieho vrchu je vodohospodársky prognózne údolie Tokárskeho potoka v úseku,kde naprieč prerezáva triasové karbonáty. Za najvýznamnejšiu vodárenskú oblasť možno považovať juhovýchodný okraj štruktúry, t. j. údolie Bielej v Tatranskej Kotline až po vrt BTH-1. Využiť možno nielen krasovo-puklinové vody overené vrtom BTH-1, ale sú reálne možnosti zachytenia ďalšej časti podzemných vôd prestupujúcich do potoka Biela, respektíve cirkulujúcich pozdĺž podtatranského zlomu.

I keď v štruktúre Javorinskej Širokej a v štruktúre Havrana, ako bolo uvedené, sú významné vodohospodársky využiteľné zdroje podzemných vôd v Javorovej a v Bielovodskej doline, v záujme zachovania a neporušenia prírody v tejto časti TANAP-u by nebolo vhodné plánovať vodohospodárske využitie týchto vôd.

V štruktúre Javorinky je vodohospodársky prognózny prameň Príslop, nachádzajúci sa na okraji pohoria.

Krasovo-puklinové vody vymedzených hydrogeologických štruktúr z hľadiska základných fyzikálno-chemických kritérií plne vyhovujú kritériám normy pre pitnú vodu. Iba lokálne v štruktúre Bujačieho vrchu a Šumivého prameňa sa v niektorých vodách vyskytuje mierne zvýšený obsah železa, respektíve $NH_4^+$. Dôležitý je všeobecne nízky obsah $NO_3^-$, $SO_4^{2-}$, $Cl^-$ a ďalších komponentov, odrážajúcich antropogénne znečistenie hlboko pod prípustné hodnoty normy, pričom u dusičnanov je charaktristická tendencia mierneho zvyšovania ich obsahu v štruktúre Bujačieho vrchu s poklesom nadmorskej výšky (s maximom do 15,0 mg.$l^{-1}$). Možno predpokladať, že krasovo-puklinové vody územia budú prevažne vyhovovať aj z bakteriologického hľadiska, ako to dokumentujú výsledky z niektorých vodohospodársky významných prameňov.

Na základe chemických analýz vzoriek vody z povrchových tokov (tab. 9) možno konštatovať, že kvalita týchto vôd je veľmi dobrá. Táto skutočnosť je dôležitá pri hydrogeologických štruktúrach Šumivého prameňa, Bujačieho vrchu, Javorinskej Širokej i Havrana, kde sa vody z povrchových tokov často veľmi výdatne podieľajú na doplňovaní zásob krasovo-puklinových vôd. Charakter vzájomného vzťahu podzemných vôd a povrchových tokov má veľký význam pre využitie a ochranu krasovo-puklinových vôd v území.

Z hľadiska preventívnej ochrany podzemných vôd v štruktúrach sú dôležité tieto skutočnosti (V. HANZEL et al., 1981, 1983):

1. Pomerne veľmi dobrý súčasný stav kvality podzemných a povrchových vôd (ako dôsledok sprísnenej ochrany územia TANAP-u).

2. Nedostatočná samočistiaca a filtračná schopnosť krasového a krasovo-puklinového horninového prostredia, eliminovaná už i tak prašným spádom a prínosom zo zrážok,

by ďalším zvyšovaním antropogénneho zaťaženia prírodného prostredia nepriaznivo ovplyvňovala kvalitu podzemných vôd.

3. Veľký podiel povrchových tokov na doplňovaní zásob krasovo-puklinových vôd si vyžaduje nielen ochranu vlastných výverov krasovo-puklinových vôd, ale aj ochranu vôd povrchových tokov hlavne v miestach, kde dochádza k infiltrácii povrchových vôd do ponorov, ako je v Kolovej doline, v Javorovej doline nad Puklinovou vyvieračkou, v uzávere Širokej doliny, v Bielovodskej doline nad prameniskom Tisovky a v doline Napajedlového potoka. Dôležité je chrániť aj vody z priľahlých svahov kryštalinika, z ktorých prestupujú vody do hydrogeologických štruktúr karbonátov mezozoika.

Keďže krasovo-puklinové vody sú oproti antropogénnym zásahom do prírodného prostredia najzraniteľnejšie, je potrebné v prostredí ich tvorby vylúčiť, respektíve obmedziť potenciálne možné negatívne antropogénne zásahy, hlavne:

a) Výstavbu rekreačných, turistických a liečebných zariadení bez zabezpečenia kapacitne i kvalitatívne vyhovujúceho čistenia odpadových vôd a seriózneho vyriešenia ukladania a likvidácie pevného odpadu. Početné príklady veľmi negatívnych hydrochemických dôsledkov nerešpektovania týchto zásad uvádza P. Jech in V. Hanzel— S. Gazda et al. (1978) z oblasti Vysokých Tatier.

b) Ťažbu dreva, ktorá negatívne ovplyvňuje kolobeh látok v lesných ekosystémoch, podmieňujúc, okrem iného, aj ich ľahšie a rýchlejšie vyplavovanie do povrchových a podzemných vôd. Štúdiom experimentálnych povodí sa napríklad zistilo, že po úplnom vyrúbaní lesa celkové straty dusičnanov dosiahli až 500 kg/ha/rok, pričom ich obsah v povrchovom a v podzemnom odtoku vzrástol až 50× (R. S. Pierce et al., 1979). Zvážaním vyťaženého dreva na manipulačné skládky sa výrazne akceleruje pôdna erózia, jeho ďalší autotransport k spotrebiteľom podmieňuje vzrast obsahu toxických kovov (Pb, Cd) a karcinogénnych látok v pôde a vo vegetácii pozdĺž komunikačných trás.

c) Aplikáciu minerálnych hnojív a ochranných chemikálií (hlavne s dlhšou dobou perzistencie v prírodnom prostredí) v záujme zvyšovania produkcie dreva. Po aplikácii minerálneho hnojiva v smrekovom lese sa zvýšil celkový odnos dusičnanov z povodia zo 6,0 na 17,0 kg/ha/rok. T. Elek (1975) uvádza príklad negatívneho ovpylvnenia krasových vôd v okolí obce Liptovská Teplička (prítomnosť vysokého obsahu izomérov HCH, DDT a ich derivátov) vyplavovaním rezíduí dymocidu, hexachlórcyklohexánu a ipsotoxu, ktoré boli v predchádzajúcich rokoch v skúmanom území použité pri ošetrovaní lesných porastov.

e) Enormnú koncentráciu návštevníkov v turisticky atraktívnych miestach vysokohorského pásma bez vytvorenia príslušných hygienických predpokladov.

Záverom možno konštatovať, že z hľadiska vodohospodárskej prognózy územia je potrebná územná ochrana celého pohoria s ohľadom na krasovo-puklinový režim vôd. Súčasne je potrebné chrániť aj priľahlé svahy kryštalinika, z ktorých prestupujú vody do štruktúr triasových karbonátov.

## Literatúra


Andrusov, D., 1950: Tektonická stavba masívu Širokej (Vysoké Tatry). — Geol. Sbor. I, 1, Bratislava.

Andrusov, D., 1959: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. — Geol. Sbor. X, 1, Bratislava.

Biely, A., 1955: Hydrogeologické posúdenie prameňov v okolí Tatranskej Kotliny. — Geofond, Bratislava.

DROPPA, A., 1955: Belanská jaskyňa a jej kras. — Šport, Bratislava.
ELEK, T., 1975: Návrh ochrany prameňov v katastrálnom území obce Liptovská Teplička. — Manuskript — Vodorozvoj, Bratislava.
FUSÁN, O. et al., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSR 1 : 200 000, M-34-XXVII, Vysoké Tatry. — Geofond, Bratislava.
GAZDA, S. et al., 1980: Rozpracovanie metód ochrany podzemných vôd pred znečistením (II. etapa). — Manuskprit — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GOREK, A., 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. — Geol. Sbor. X, 1, Bratislava.
GOREK, A., 1979: Čiastková správa o výskume geologickej stavby Vysokých Tatier. — Manuskript — archív Kat. geol. paleont., Prírodoved. Fak. Univ. Komen., Bratislava.
HANZEL, V. et al., 1974: Hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Poprad. — Geofond, Bratislava.
HANZEL, V. et al., 1976: Vodohospodársko-hydrogeologická mapa 1 : 200 000 povodia rieky Poprad a Dunajec. — SVP, Bratislava.
HANZEL, V.—GAZDA, S., 1978: Problematika ochrany podzemných vôd TANAP-u z hľadiska súčasných hydrogeologických a geochemických poznatkov. — Zbor. Prác Tatran. nár. Parku 20, Martin.
HANZEL, V. et al., 1979: Základný hydrogeologický výskum Vysokých Tatier a ich predpolia. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
HANZEL, V. et al., 1981: Zhodnotenie výsledkov hydrogeologického výskumu východnej časti Belianskych Tatier. — Geofond, Bratislava.
HANZEL, V. et al., 1983: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov západnej časti Belianskych Tatier a severných svahov Vysokých Tatier s ocenením prognóznych zdrojov podzemných vôd. — Geofond, Bratislava.
HANZEL, V.—GAZDA, S.—VAŠKOVSKÝ, I., 1984: Hydrogeológia južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia. — Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
JEZNÝ, M., 1976: Podzemné vody severnej časti Východných Tatier a možnosti ich vodohospodárskeho využitia. — Geofond, Bratislava.
KOLEKTÍV AUTOROV, 1958: Atlas podnebia Československej republiky. — Praha.
LIZOŇ, I., 1980: Termometrické a vodivostné merania v Bielovodskej doline. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
LUKNIŠ, M., 1973: Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. — Slov. Akad. Vied, Bratislava.
MACKŮ, M.—PODZIMEK, J.—ŠRÁMEK, L., 1959: Results of chemical analysis precipitation colected on territory of Czechoslovak republic in IGY. — Práce Geof. Úst. čs. Akad. Věd 124, Praha.
MÁJOVSKÝ, J., 1976: Geofyzikálne merania južnej oblasti Vysokých Tatier. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MÁJOVSKÝ, J.—HUSÁK, Ľ., 1978: Geofyzikálny prieskum v oblasti Belianskych Tatier. — Geofond, Bratislava.
MÁJOVSKÝ, J., 1981: Geofyzikálny prieskum Belianskych Tatier. Oblasť Ždiar-Podspády. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MÁJOVSKÝ, J.—HANZEL, V., 1991: Použitie geofyzikálnych metód pri hydrogeologickom výskume Tatier a Popradskej kotliny. — Geol. Práce, Spr. 93, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MALECKA, D., 1979: Hydrogeologia Podhala. — Manuskript — Instytut Hydrogeologii a Geologii Inzynierskiej, Uniwersytet Warszawski, Warszawa.
MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie. — Geografický ústav SAV, Bratislava.
PACL, J., 1968: Vodná bilancia územia TANAP-u. — Manuskript — archív, Tatran. nár. Park, Tatranská Lomnica.
PAVLARČÍK, S., 1976: Vplyv základných geologických štruktúr na vývoj krasu medzi Kolovou a Širokou dolinou vo Vysokých Tatrách. — Manuskript — archív, Kat. geol. paleont, Prírodoved. Fak. Univ. Komen., Bratislava.
PAVLARČÍK, S., 1978: Geologický a geomorfologický výskum krasu Javorovej doliny vo Vysokých Tatrách. — Manuskript — archív, Múz. slov. krasu, Liptovský Mikuláš.
PIERCE, R. S., et al., 1979: Effect of elimination of vegetation on stream water quantity and quality. In: Proceedings of the Symposium (Wellington). — Inter. Assoc. Sci. Hydrol. 96, Wellington.

SEKYRA, J., 1954: Velehorský kras Bělských Tater. — Čs. Akad. Věd, Praha.
SOKOLOWSKI, S., 1973: Geologia paleogenu i mezozoicznego podloža poludniowego skrzydla niecki podhalańskiej v profilu glebokiego wiercania v Zakopanem. — Inst. geol. XVI, Warszawa.
ŠŤASTNÝ, V., 1984: Vysoké Tatry — Lendak, BTH-1, čerpacia skúška. — Geofond, Bratislava.

VLADIMÍR HANZEL

## Hydrogeology of the Belianske Tatry Mts. and northern slopes of the Vysoké Tatry Mts.

Summary

In the Belianske Tatry and northern slopes of the Vysoké Tatry, five hydrogeological structures rich in karst-fissure waters have been established in Mesozoic sediments of the Vysoké Tatry envelope series and Krížna nappe (Fig. 1). These include Šumivý prameň, Bujačí vrch, Javorinská Široká, Havran and the smallest of them Javorinka hydrogeological structure. The aquifers are represented mainly by Triassic limestones and dolomites and partly also by Cretaceous organogenic limestones (Fig. 2).

The individual structures are drained by springs whose yield varies from 0.0 to as much as some 300.01.$s^{-1}$ (Tab. 5, 6) and by hidden discharge into surface streams (Tab. 7). The most significant hidden discharges established by repeated interval hydrometric, thermometric and conductivity measurements (Fig. 8, 11) are given in Tab. 7. The geological structure, however, suggests that ground waters may flow beneath Paleogene flysch sediments of the nearby Spišská Magura Mts. and Poprad Basin which, as is indicated by geophysical measurements (Fig. 6, 12, 12a, 12b), are underlain by Triassic carbonates. The Belianske Tatry karst structures thus represent infiltration area of mineral waters supplying the Ružbachy thermal springs.

The most important karst-fissure structure is Bujačí vrch. The BTH-1 well yielded 94.21.$s^{-1}$ of ground waters, which makes up 39.7 % of all prognostic resources bound to this structure.

Systematic monitoring of the whole area covered by Mesozoic structures (99.0 $km^2$) allowed us to calculated 2193.01.$s^{-1}$ of prognostic natural resources, 570.01.$s^{+1}$ of which are prognostic economic groundwater resources, with the average specific groundwater runoff being 21.71.$s^{-1}$.$km^{-2}$ (Tab. 11).

Extensive hydrometric works, supplemented by thermometric and conductivity measurements as well as indication tests proved very complex groundwater circulation pattern in karst structures, and mutual relationship between surface streams and ground waters, particularly in Javorinská Široká structure. It is noteworthy that a single karst spring is supplied by several swallow holes and, vice versa, waters from a single swallow hole appear in several karst resurgences (Fig. 2).

Ground, but mainly surface waters of the investigated territory are characterized by a very high quality, especially as regards the absence of anthropogeneous contamination. It is the result of tight protection in the Tatry National Park on the territory of which the established hydrogeological structures are situated. T.D.S. of Mesozoic ground waters varies greatly from 0.07 to 0.38 g.$l^{-1}$ (Tab. 18).

Karst-fissure waters from the individual structures fully comply with basic physical-chemical criteria for potable waters.

The fissure-karst ground waters are significantly supplied by percolation from surface streams and therefore it is necessary to protect from contamination not only springs but also surface streams. Waters coming from adjacent slopes of the crystalline should be protected as well. Karst-fissure waters are very vulnerable to anthropogeneous effects and therefore economic activity (construction of recreational facilities, logging, application of mineral fertilizers and pesticides and enormous numbers of tourists/possibly threatening to contaminate them should be excluded or at least limited in the infiltration areas.

## Explanations to Figures

Fig. 1 Schematic tectonic map of Belianske Tatry Mts. and northern slopes of Vysoké Tatry Mts. Compiled by V. HANZEL—J. HAŠKO, 1986 (after S. SOKOLOVSKY)
1 — Inner Carpathian Paleogene, 2 — Bujačí vrch partial nappe, 3 — Žľabina lens belt, 4 — Havran partial nappe, 5 — Vysoké Tatry series: Mesozoic and Javorinská Široká recumbent fold, 6 — Vysoké Tatry series: crystalline, 7 — thrust lines, 8 — faults

Fig. 2 Hydrogeological map of Belianske Tatry Mts. and northern slopes of Vysoké Tatry Mts. Compilated by V. HANZEL, 1990 (after D. ANDRUSOV and A. GOREK)
A. Aquifer type and lithology
1 — fissure aquifer; granitoids, 2 — folded fissure aquifer, quartzites — Lower Triassic ($T_1$), Lias ($J_1$), sandstones, siliceous, cherty and crinoidal limestones — Jurassic ($J_{1-3}$), 3 — karst-fissure aquifer; limestones, dolomites — Middle Triassic ($T_{2-3}$), organogene limestones — Cretaceous ($K_1$), conglomerates, breccias, limestones — Paleogene ($^{k}Pg$), 4 — horizontal fissure aquifer; sandstones and shales — Paleogene ($^{fy}Pg$), 5 — folded territory without aquifers; shales — Triassic ($T_1$, $T_3$), marls, marly limestones — Neocomian (Kn); 6 — horizontal aquitard; claystones — Paleogene ($^{l}Pg$); 7 — intragranular aquifer; glacigene ($^{g}Q$), fluvial ($^{f}Q$) and polygenic sediments ($^{p}Q$) — Quaternary
B. Quantitative characteristics of aquifer
8 — high permeability, 9 — medium permeability, 10 — low permeability, 11 — slight permeability
C. Other explanations
12 — springs, average discharge below 1.0 $l.s^{-1}$, 1—10 $l.s^{-1}$, 10—100 $l.s^{-1}$, over 100 $l.s^{-1}$, 13 — springs — monitored, exploited, 14 — hydrogeological drillhole, 15 — draining interval of surface stream, 16 — infiltration interval of surface stream, 17 — swallow hole, 18 — geographical water-division, 19 — direction of ground-water flow — proved, assumed, 20 — thrust lines, faults — proved and assumed, 21 — hydrogeological-section line

Fig. 3 Location of hydrogeological drillhole BTH-1 in Tatry Basin
1 — tectonic lines, 2 — fractured zone, 3 — hydrogeological drillhole BTH-1, 4 — spring Studienka

Fig. 4 Resistivity measurements in drillhole BTH-1
1 — water inflow into drillhole, 2 — water loss from drillhole, 3 — water circulation in drillhole

Fig. 5 Pumping-test log in drillhole BTH-1 (after V. ŠŤASTNÝ, 1984)

Fig. 6 Geologic-geophysical section of Belianske Tatry Mts. — Ružbachy Mesozoic Island (after J. MÁJOVSKÝ, 1977)
1 — site of vertical-resistivity-sounding measurements, 2 — flysch sediments, Paleogene, 3 — undivided Mesozoic, 4 — tectonic interface

Fig. 7 Graphic illustration of spring discharge and ground-water table in drillhole BTH-1 (Bujačí vrch and Šumivý prameň structure)

Fig. 8 Results of geophysical measurements in Javorová dolina valley (after J. MÁJOVSKÝ—Ľ. HUSÁK, 1978)
1 — geophysical profile, 2 — drillhole BTH-2, 3 — tectonic dislocations indicated by geophysical measurements, 4 — significant inflows of ground waters into Javorinka indicated by thermometry

Fig. 9 Geologic-geophysical section across drillhole BTH-2 in Javorová dolina valley
1 — glacigene sediments, Quaternary, 2 — undivided Mesozoic, 3 — specific resistivity in ohms

Fig. 10 Geologic-geophysical section of Bielovodská dolina valley (after J. MÁJOVSKÝ—V. HANZEL, 1983)
1 — undivided Quaternary sediments, 2 — flysch sediments, Paleogene, 3 — undivided Mesozoic, 4 — highly conductive zones, 5 — fractured zone, 6 — site of vertical-resistivity-sounding measurements, 7 — drillhole

Fig. 11 Record of temperatures and specific conductivity in Bialka River (after I. LIZOŇ, 1980)

Fig. 12 Location of geophysical profiles I., II., III. in Ždiar area
1 — site of vertical-resistivity-sounding measurements, 2 — geophysical profile

Fig. 12a Geological-geophysical profiles I., II. and III. in Ždiar area (after J. MÁJOVSKÝ, 1981)
1 — flysch sediments, Paleogene, 2 — undivided Mesozoic, 3 — tectonic interface, 4 — site of vertical-resistivity-sounding measurements, 5 — specific resistivity in ohms

Fig. 12b Geological-geophysical profiles V. and VI. in Javorina — Podspády area (after J. MÁJOVSKÝ, 1981). For explanations see Fig. 12 and 12a.

Západné Karpaty, séria hydrogeológia a inž. geol. 10, s. 53—97, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1992

PETER MALÍK—EUGEN KULLMAN—KAMIL VRANA

# Hydrogeológia karbonátov mezozoika Brezovských Karpát

(3 obr., 19 tab., angl. resumé)

Abstract. The submitted article deals with ground waters bound to the carbonate Mesozoic in the Brezovské Karpaty Mts. In addition to hydrogeological characteristics of the most important springs, prognostic natural resources — 1108.01.$s^{-1}$ have been determined on the basis of an orientative water balance. Localized, economically exploitable prognostic groundwater resources amount to 356.41.$s^{-1}$. Numerous occurrences of locally contaminated groundwater resources and in incresing share of communal and agricultural contamination are alarming.

**Obsah**

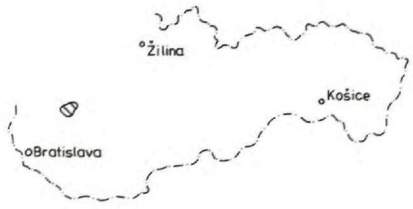
Úvod . . . . . 54
Stručný prehľad geografických a klimatických pomerov . . . . . 54
Hydrogeologická preskúmanosť . . . . . 55
Hydrogeologická charakteristika územia . . . . . 59
Hydrogeologická charakteristika jednotlivých litostratigrafických jednotiek 59
Vplyv štruktúrno-geologickej stavby na obeh podzemných vôd . . . . . 61
Charakteristika najvýznamnejších krasovo-puklinových prameňov Brezovských Karpát . . . . . 63
Zhodnotenie vzájomného vzťahu podzemných a povrchových vôd . . . . . 67
Orientačná hydrologická bilancia . . . . . 73
Spoločná hydrologická bilancia čiastkových hydrogeologických štruktúr Klenovej a Plešivej hory pre hydrologický rok 1988 . . . . . 74
Prognózne využiteľné množstvá podzemných vôd karbonátov Brezovských Karpát . . . . . 79
Hydrogeochemické pomery . . . . . 79
Zhodnotenie kvality vôd z vodohospodárskeho hľadiska a z hľadiska ochrany podzemných vôd pred znečistením . . . . . 84
Záver . . . . . 89
Literatúra . . . . . 90
Anglické resumé . . . . . 94

RNDr. P. MALÍK—Ing. E. KULLMAN, DrSc.—RNDr. K. VRANA, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

## Úvod

Významné miesto v perspektívach zásobovania obyvateľstva západného Slovenska neznečistenou kvalitnou pitnou vodou patrí podzemným vodám, viazaným na vápencovo-dolomitické horninové komplexy Brezovských Karpát.

Predložené zhodnotenie podáva súhrn doterajších poznatkov o hydrogeologických pomeroch v tomto pohorí, získaných základným hydrogeologickým výskumom v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave a štúdiom archívnych materiálov hydrogeologického prieskumu (P. MALÍK et al., 1989). Hodnotená oblasť je vymedzená spojnicami obcí Jablonica—Hradište pod Vrátnom—Brezová pod Bradlom—Košariská——Prašník—Vrbové—Šterusy—Dolný Lopašov—Chtelnica—Dechtice—Naháč—Trstín a má celkovú plochu 215,2 km$^2$, takže zaberá aj širšie okolie pohoria Brezovských Karpát. Mezozoické vápence a dolomity, budujúce samotné pohorie, majú plochu 97,4 km$^2$. Pre toto územie bolo v rámci výskumu urobené orientačné hydrologické bilančné zhodnotenie. Počas 15 mesiacov bol sledovaný hydrochemický a bakteriologický režim štyroch prameňov odvodňujúcich karbonátové štruktúry mezozoika a hydrometrickými meraniami boli zistené a kvantifikované skryté prestupy podzemných vôd do povrchových tokov.




## Stručný prehľad geografických a klimatických pomerov

Karbonátové horniny triasu sú základným stavebným prvkom pohoria Brezovských Karpát. Ich náchylnosť na skrasovatenie dáva základný predpoklad geomorfologickej, hydrografickej, ale i geoekologickej forme územia. Dobrovodský kras je jedným z málo plošinatých typov krasu na Slovensku. Hustota riečnej siete je na väčšine územia v dôsledku skrytého odvodňovania krasovými podzemnými vodami jednou z najnižších — cca 0,1 km/km$^2$ — na území SR. Typ režimu odtoku je dažďovo-snehový s akumuláciou v decembri až v januári, vysoká vodnatosť je vo februári až v apríli s maximom v marci, pričom priemerné prietoky v apríli nedosahujú veľkosť priemerných februárových prietokov. Minimálne prietoky najčastejšie zaznamenávame v septembri, koncom jesene a začiatkom zimy zvyčajne registrujeme výrazné podružné zvýšenie vodnatosti. Najväčší povrchový tok Brezovských Karpát Blava preteká Dobrovodskou kotlinou v sz.—jv. smere. Severnejšie, paralelne s ním, tečie Chtelnický potok (Vítek). Oba toky, podobne ako ďalšie menšie potoky, odvodňujúce juhovýchodnú stranu pohoria (Krupský potok, Dubovský potok, Vrbovec, Cintorínsky potok a malé potôčiky v Dolnom Lopašove, Lančári a Kočíne), sledujú smery priečnej zlomovej tektoniky, podobne, ako tok Hodonského potoka na severozápadnej strane Brezovských Karpát. Okrem neho však na tejto strane pohoria vtekajú do Brezovej, tvoriacej hranicu pohoria, iba dva malé povrchové toky — pri Hradišti pod Vrátnom a pri Brezovej pod Bradlom (Baranecký potok). Celá severozápadná strana je odvodňovaná prameňmi a skrytými prestupmi vôd do okolitých oblastí.

Juhozápadnú hranicu tvorí potok Raková, na severovýchode Holeška s jej pravým prítokom, Pustoveským potokom.

Najvyšším bodom pohoria je Klenová s nadmorskou výškou 584,9 m. V jeho severnej časti sa nachádza ešte niekoľko kót prevyšujúcich 500 m n. m. — Vysoká hora (558,0 m), Kopec (Kýčera, 524,6 m) a Vrátno (575,9 m). Najnižším bodom územia je údolná niva Blavy pri Dechticiach s nadmorskou výškou 185 m. Priemerná nadmorská výška celej oblasti opísanej v úvode s plochou 215,2 km$^2$ je 318,1 m n. m., priemerná nadmorská výška samotného karbonátového pohoria je 344,0 m, čo znamená, že spolu s Čachtickými Karpatmi (294,9 m) patria tieto štruktúry medzi najnižšie položené krasovo-puklinové hydrogeologické štruktúry v Západných Karpatoch.

Priemerná ročná teplota je 8—9 °C, priemerný počet dní so snehovou pokrývkou 50—60 a priemerný počet dní so snehom je 100. Priemerné mesačné teploty, uvádzané v tab. 1, sú pozorované na stanici v SHMÚ v Myjave, cca 7 km od severozápadného okraja pohoria.

Ako vidno z tabuliek 2 a 3, priemerné ročné úhrny zrážok sa na zrážkomerných staniciach v oblasti Brezovských Karpát pohybujú v rozmedzí 607—783 mm.

## Hydrogeologická preskúmanosť

Prvé správy hydrogeologického charakteru zo skúmaného územia podľa dostupných archívnych materiálov pochádzajú už z roku 1930, kedy L. ZELENKA posúdil možnosti využívania prameňov Hlávka a Pod Mariášom na vodovodné zásobovanie mesta Trnavy. VOREL—SMETANA (1931) zo Státního ústavu hydrologického v Prahe sa však po zániku prameňa Pod Mariášom pri zemetrasení 27. 3. 1930 prikláňajú k variantu zásobovania Trnavy vodou z kvartérnych náplavov. Ďalší posudok, napísaný o 15 rokov neskôr, sa takisto týka prameňov v Dobrej Vode — Hlávky a Pod Mariášom, ako aj prameňov U Fajnorov a Vítek (jeho autorom je M. MAHEĽ, 1947). Ten istý autor zhodnotil aj studničný náplav zo studne Trikoty vo Vrbovom (1949). Na prácu M. Maheľa nadväzuje v oblasti Dobrej Vody hydrogeologické posúdenie prameňov Hlávka a Pod Mariášom (Mariáš) E. KULLMANOM (1956). Z tohto obobia pochádza aj prvá kompletná archivovaná analýza podzemnej vody — opäť z prameňov Hlávka a Pod Mariášom (P. LEŠTÁK, 1955). Prvé skrátené rozbory podzemných vôd na stavebné účely v tejto oblasti vykonalo Prevádzkové laboratórium Vrútky (1944) pre železničnú trať Myjava—Brezová pod Bradlom. Kvalita vody z dôvodu vysokého obsahu sírovodíka nevyhovovala. Posúdením prirodzených výverov podzemných vôd na vodárenské využitie sa spolu s geologickým a hydrogeologickým mapovaním v oblastiach Hradište pod Vrátnom—Rozbehy a Košariská—Prašník zaoberal v dvoch svojich správach aj J. SRNÁNEK (1953). Na dva ním opisované pramene — Hodoňova studňa a Rásnik — nadväzuje aj práca P. BUJALKU—V. STRUŇÁKA (1958), ktorá sa zaoberá posúdením ich využitia pre vodovod Jablonica—Senica. K zachyteniu týchto prameňov však došlo až v rokoch 1967—68, podobne ako k zachyteniu prameňov Hlávka a Pod Mariášom v Dobrej Vode a premeňov Tri mlynky a Okience — Zvarová v Hradišti pod Vrátnom. K zachyteniu prameňa Vítek pri Chtelnici došlo v roku 1965, pramene U Fajnorov a Stanovisko boli zachytené už pred rokom 1953.

Komplexným hydrogeologickým posúdením oblasti sa dosiaľ zaoberal iba E. KULLMAN (1975, 1987), ktorý metódou hydrogeologickej bilancie poukázal na prestup podzemných vôd z hydrogeologickej štruktúry Klenovej do štruktúry Plešivej hory. Územie bolo spracované v rámci rozsahu vysvetliviek pre hydrogeologickú mapu 1 : 200 000.

Tab. 1 Priemerné mesačné teploty v Myjave z pozorovaní v rokoch 1931—1960

| Mesiac | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. | XI. | XII. | Rok |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| T (°C) | −3,5 | −1,8 | 2,7 | 8,2 | 13,2 | 16,2 | 18,2 | 17,7 | 14,2 | 8,6 | 3,3 | −0,8 | 8,0 |

Tab. 2 Priemerné mesačné a ročné zrážkové úhrny z Brezovských Karpát za roky 1901—1980

| Zrážková stanica | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. | XI. | XII. | Zimný polrok | Letný polrok | Priemer. roč. úhrn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Brezová pod Bradlom | 48 | 41 | 44 | 52 | 64 | 72 | 77 | 69 | 49 | 56 | 66 | 58 | 313 | 383 | 696 |
| Dobrá Voda | 56 | 48 | 52 | 57 | 64 | 75 | 74 | 67 | 52 | 59 | 68 | 66 | 349 | 389 | 738 |
| Myjava | 46 | 40 | 45 | 52 | 66 | 79 | 79 | 70 | 53 | 58 | 63 | 56 | 308 | 399 | 707 |
| Smolenice | 56 | 53 | 57 | 63 | 72 | 75 | 77 | 66 | 54 | 66 | 74 | 70 | 376 | 407 | 783 |
| Vrbové | 44 | 39 | 39 | 46 | 58 | 68 | 69 | 59 | 45 | 49 | 58 | 54 | 283 | 345 | 628 |

Tab. 3 Priemerné mesačné a ročné zrážkové úhrny z Brezovských Karpát za obdobie 1931—1980

| Zrážková stanica | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. | XI. | XII. | Zimný polrok | Letný polrok | Priemer. roč. úhrn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Brezová pod Bradlom | 44 | 43 | 42 | 48 | 64 | 71 | 74 | 67 | 40 | 55 | 69 | 55 | 308 | 364 | 672 |
| Dolný Lopašov | 46 | 42 | 39 | 42 | 60 | 69 | 68 | 61 | 37 | 50 | 61 | 52 | 290 | 337 | 627 |
| Dobrá Voda | 50 | 46 | 46 | 50 | 63 | 73 | 75 | 66 | 40 | 57 | 69 | 59 | 327 | 367 | 694 |
| Jablonica | 41 | 40 | 40 | 44 | 57 | 71 | 69 | 64 | 40 | 52 | 58 | 49 | 280 | 345 | 625 |
| Myjava | 42 | 40 | 41 | 47 | 65 | 79 | 77 | 70 | 45 | 56 | 63 | 51 | 293 | 383 | 676 |
| Smolenice | 53 | 52 | 51 | 54 | 67 | 75 | 78 | 67 | 44 | 65 | 74 | 73 | 458 | 385 | 743 |
| Vrbové | 41 | 40 | 37 | 42 | 57 | 67 | 71 | 61 | 36 | 47 | 59 | 49 | 273 | 334 | 607 |

Ďalší komplexný výskum celého pohoria tu dosiaľ nebol vykonaný. V oblasti však bolo realizovaných množstvo prác vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu — s výnimkou Prašníka — Fajnor a Dechtíc, väčšinou jednovrtných akcií. Pre väčšiu prehľadnosť ich v ďalšom texte uvedieme postupne po jednotlivých oblastiach — okoliach príslušných obcí.

V oblasti *Brezovej pod Bradlom* realizoval prvý hydrogeologický prieskumný vrt E. MIKULÁŠ (1970) na zásobovanie miestneho strojárskeho závodu. Ďalšie práce tu vykonávali E. BUKOVSKÁ (1978), P. BUKVA (1984), ktorý vyhodnotil 6 kvartérnych hydrogeologických vrtov a I. VALUŠIAK (1987), ktorý na dvoch z nich vyhodnotil čerpacie skúšky a stanovil ochranné pásma vodných zdrojov.

Na území medzi *Hradišťom pod Vrátnom* a *Brezovou pod Bradlom* vyhodnotila dva prieskumné vrty Vodných zdrojov M. LIPOVSKÁ (1983), z ktorých jeden (oproti prameňom Okience — Zvarová) mal výdatnosť až 161.$s^{-1}$ pri znížení 13 m. Výsledky 73,0 m hlbokého vrtu v Hradišti pod Vrátnom spracoval M. TARTAL (1978). Vrt mal pri znížení hladiny o 16,91 m výdatnosť 16,661.$s^{-1}$. Voda, ktorá má za normálnych podmienok preliv cca 21.$s^{-1}$, však obsahuje veľké množstvo sírovodíka a je hygienicky závadná. Plytký hydrogeologický vrt do kvartérnych sedimentov pre potreby panelárne v Hradišti pod Vrátnom vyhodnotila M. NÉMETHYOVÁ (1979).

V údolí potoka Brezová boli v katastri obce *Osuské* odvŕtané 2 plytké vrty HVO-1 a HVO-2 (správu o nich podala M. ŠARLAYOVÁ, 1982). Vrty boli situované v blízkosti už jestvujúcich vrtov HVJ-1 a HVJ-2 (V. BÁTORY et al., 1974), z ktorých HVJ-1 mal slúžiť na zvýšenie výdatnosti prameňa Rásnik. Správa V. Bátoryho opisuje aj priebeh čerpacích prác na prameni Hodoňova studňa s cieľom zistiť možnosti zvýšenia jeho výdatnosti čerpaním. V tomto období vykonal P. DŽUPPA (1973) v oblasti prameňa geofyzikálne merania s cieľom interpretovať geologickú stavbu okolia. V okolí *Jablonice* bol realizovaný aj vrt na zásobovanie pracoviska kameňolomu (E. JENDRAŠŠÁK, 1972).

V katastri obce *Trstín* boli postupne realizované hydrogeologické vrty HV-4 (B. REPPEROVÁ, 1967), HTr-1 (M. KRŠÁK, 1969); HT-3 (M. KRŠÁK, 1969) a HT-4 (E. LAUKOVÁ, 1982). Vrty boli situované do kvartérnych a neogénnych sedimentov. D. DANIEL (1985) zhodnotil možnosti čerpania vody z už jestvujúcej studne OO VB v Trstíne a E. KULLMAN (1982, 1984) realizoval s. od Trstína úspešný hydrogeologický vrt, ktorý zachytil otvorenú krasovú puklinu na okrajovom zlome Malých Karpát a pri znížení 4,30 m sa z neho čerpalo 55,91.$s^{-1}$ vody.

V okolí obce *Naháč* boli počas prieskumu na získanie vody pre Horné Dubové odvŕtané plytké hydrogeologické vrty HD-5, HD-6 a HD-7 (V. BÁTORY—D. NOVOMESTSKÁ, 1979) a s. od Naháča, pri hájovni Cerová, vrt HC-1 (M. LIPOVSKÁ, 1981), ktorý dosiahol výdatnosť 4,01.$s^{-1}$ pri znížení 7,04 m zo zvodneného prostredia jablonických zlepencov. V roku 1986 vyhodnotil I. VALUŠIAK čerpaciu skúšku na jestvujúcom vodnom zdroji priamo v obci.

História zachytávania jedného z najväčších plošných pramenísk u nás pri obci *Dechtice* sa začína až v roku 1960. Ešte v roku 1958 G. EVERLING hodnotil okolie obce na základe výsledkov ním vyhodnoteného vrtu a čerpacej skúšky na už jestvujúcej kopanej studni za málo nádejné z hľadiska možnosti získania väčšieho množstva podzemných vôd. Až po niekoľkonásobnom hydrometrickom premeraní nápadného zväčšenia prietoku Blavy nad obcou sa začal prieskum aluviálnej nivy najprv plytkými vrtmi (L. KAMENICKÝ, 1963), neskôr dvoma hlbšími (J. KRUMLOVÁ, 1966) a nakoniec podrobným zhodnotením celej lokality na základe desiatich vrtov do hĺbky 32,0—108,0 m (J. TAKÁČOVÁ, 1972). Na vybudovanie vodojemov, čerpacej stanice a čističky odpadových vôd bol vykonaný inžinierskogeologický prieskum, ktorého výsledky vyhodnotila M. SÝKO-

ROVÁ (1978). Na účely hydrogeologického výskumu sa na tejto lokalite realizovali termometrické merania (J. FOLTÁN, 1986), avšak neobjasnili presnú lokalizáciu výverov podzemných vôd.

J. ŠEVČÍK (1979) vyhodnotil hydrogeologický vrt pre mládežnícky tábor Planinka, s. od Dechtíc.

K oblasti významných prameňov Hlávka a Pod Mariášom pri *Dobrej Vode* sa vzťahujú spomínané práce L. ZELENKU (1930), VORLA—SMETANU (1931), M. MAHEĽA (1947), P. LEŠTÁKA (1955) a E. KULLMANA (1956). Prameň bol zachytený v rokoch 1967—1968. Inžinierskogeologické zhodnotenie záchytu a trasy vodovodu podáva E. SAMEKOVÁ (1966 a, 1966 b, 1967). F. SLÁVIK (1975) vyhodnotil čerpaciu skúšku na hydrogeologickom vrte HDV-1 v rekreačnej oblasti pri záchyte prameňa Pod Mariášom. V tej istej oblasti bol odvŕtaný aj vrt HD-2, ktorý zhodnotila M. ŠARLAYOVÁ (1980).

Možným ohrozením kvality i množstva vôd vplyvom ťažby dekoračného kameňa na lokalite Malé Skalky v severovýchodnom cípe Dobrovodskej kotliny, v pásme hygienickej ochrany 2. stupňa vodného zdroja Dechtice, sa zaoberali štúdie R. FATULA (1980) a V. DROPPU (1983). Výsledky získané realizáciou vrtov HVMS-1 a HVMS-2 na tejto lokalite potom predkladá správa kolektívu autorov V. DROPPA—D. JALČ—P. RICHTER —S. KLAUČO (1985), ktorí nepovažujú ohrozenie obehových ciest podzemnej vody prameniacej v Dechticiach pri dodržaní nimi odporúčaných opatrení za aktuálne. Jedným z dôvodov boli aj rozdielne hydrochemické vlastnosti vôd z vrtu HVMS-1 a z prameňa Vítek, teda vôd plytšieho obehu a hlbšieho krasovo-puklinového obehu. Pri prameni Vítek bol pracovníkmi IGHP odvŕtaný vrt HVCH-2 a na ňom uskutočnená čerpacia skúška, podobne ako na už jestvujúcej studni, označenej ako HVCH-1 (Ľ. ONDZÍKOVÁ, 1966). Neskôr bol, z obavy pred ovplyvnením výdatnosti prameňa Vítek, realizovaný ďalší prieskum, spojený s čerpaním vody z vrtu HVCH-1 a sledovaním režimu prameňa Vítek (Ľ. ONDZÍKOVÁ, 1968). Výsledky tohto prieskumu však nenasvedčovali ich vzájomnému hydraulickému prepojeniu.

V stredisku JRD v *Chtelnici* realizoval Krajský štátny ústav pre projektovanie poľnohospodárskej a lesníckej výstavby (neskôr Agroprojekt) hydrogeologický vrt, ktorý v hĺbke 48 m zasiahol svetlé vápence až do konečnej hĺbky 55,3 m (D. KOCINGER, 1958). E. BARTKOVÁ (1985) realizovala v tom istom areáli vrt HGCH-1 do hĺbky 80,0 m, ktorý taktiež zachytil vápence, avšak skôr vo forme olistolitov v neogénnych íloch.

V neďalekom *Lančári* realizoval Agroprojekt v neogénnych sedimentoch 101,2 m hlboký, málo úspešný hydrogeologický vrt (ŠIMKOVIČ, 1958) a tá istá organizácia odvŕtala aj pozitívnejší, 17,8 m hlboký vrt v Kočíne, ktorý umožnil z neogénnych pieskovcov a zlepencov odber 3,41. $s^{-1}$ vody pri znížení 2,81 m (ŠIMKOVIČ, 1958). V obci *Kočín* bol realizovaný aj ďalší vrt HKN-1 (I. VALUŠIAK, 1974) v neogénnych íloch a pieskoch s výdatnosťou 3,21. $s^{-1}$ pri znížení 3,15 m.

V neogénnych pieskovcoch a íloch bol situovaný aj vrt v *Šterusoch*, ktorý vyhodnotila SPERLINGOVÁ (1957) a vrt HŠ-1 (M. KRŠÁK, 1970). Ich výdatnosti boli do 1,01. $s^{-1}$ pri veľmi vysokých zníženiach (17—30 m). Z tohto dôvodu bol vrt HŠT-1 (M. LIPOVSKÁ, 1978) situovaný do karbonátov mezozoika, nachádzajúcich sa z. od obce Šterusy. Hoci navŕtaná hladina podzemnej vody bola až 60 m pod terénom, vrt umožnil odber 8,01. $s^{-1}$ vody pri znížení 2,95 m.

V oblasti *Vrbového* boli do kvartérnych a neogénnych hornín situované vrty RH-1 (J. FRANKOVIČ—V. DROBÁŇ, 1960, spolu s odčerpaním už jestvujúcich vrtov S-1 až S-3), V-1 (M. TARTAL, 1966), V-1 až V-3 (M. TARTAL, 1974) a S-1 (Š. MARTINKOVIČ— Z. ŠUPINA, 1980). Okrem toho zhodnotil zdroj vody (kopanú studňu pre Trikotu Vrbové) K. TOČÍK (1964), čerpaciu skúšku na studni pre bytové jednotky ŠM Vrbové Š. ČAKANÝ

(1966), ktorý spolu s I. HRUŠKOM v tom istom roku vypracoval aj posudok o podzemnej vode pre rekreačnú oblasť Čerenec pri Vrbovom. J. BANIČ (1969) vyhodnotil hydrogeologické práce, pozostávajúce z odvŕtania a odčerpania studne pre predajňu Domácich potrieb vo Vrbovom. Všetky vrty boli viac-menej málo úspešné (výdatnosti do 1 l.s$^{-1}$), iba vrt RH-1 mal 1,31.s$^{-1}$ pri znížení 14,25 m a starší vrt S-1 o 2,331.s$^{-1}$ pri znížení 6,45 m.

Hydrogeologické zhodnotenie kvality a množstva podzemných vôd zo studní v obci *Prašník* vykonal v roku 1964 K. TOČÍK. M. TARTAL (1982) zhodnotil vrty HG-1 a HG-2 v Prašníku a v Pustej Vsi a skonštatoval, že kvartérne sedimenty v tejto oblasti sú málo vhodné pre akumuláciu väčšieho množstva podzemných vôd.

Na lokalite U Fajnorov v Prašníku prebehol rozsiahly hydrogeologický prieskum s cieľom zlepšiť výdatnosti jestvujúcich prameňov Holeška a Mlyn I—IV. Celkove tu bolo odvŕtaných 6 hydrogeologických čerpacích vrtov a 5 pozorovacích vrtov. Boli navŕtané lunzské vrstvy, ktoré zrejme komplikujú obeh podzemných vôd, respektíve spôsobujú vzdúvanie časti z nich a boli identifikované najmenej dva obehy (hlbší a plytší) podzemných vôd. Celkove bola vrtmi výdatnosť prameňov zlepšená o 60—70 l.s$^{-1}$ (E. BARTKOVÁ, 1980; M. LIPOVSKÁ, 1986). Stručná charakteristika doteraz vykonaných hydrogeologických vrtných prác je v prílohe mapy dokumentačných bodov.

## Hydrogeologická charakteristika územia

### *Hydrogeologická charakteristika jednotlivých litostratigrafických jednotiek*

Triasové vápence a dolomity jablonickej skupiny sú základným prostredím tvorby a obehu podzemných vôd v Brezovských Karpatoch. Všetky vápencové a dolomitové súvrstvia jablonickej skupiny sú vysoko priepustné a z regionálneho hľadiska vytvárajú jednotný, i keď z hľadiska priepustnosti heterogénny celok. V rámci všeobecne veľmi dobrej priepustnosti karbonátov je totiž priepustnosť vápencov a dolomitov značne odlišná (gutensteinské/annaberské, schreyeralmské, steinalmské, reiflinské, raminské, wettersteinské, oponické a dachsteinské vápence — wettersteinské dolomity a hlavné dolomity). Vápence sú prevažne výrazne skrasovatené, s kavernami a puklinami, často zaplnenými produktami zvetrávania, so značnou filtračnou heterogenitou. Sú charakterizované puklinovo-krasovou a puklinovou priepustnosťou. Puklinová, respektíve puklinovo-pórová priepustnosť rigidnejších dolomitov je spôsobená ich tektonickým drvením. Zväčša laminárne prúdenie podzemných vôd v horninovom prostredí dolomitov je usmerňované predovšetkým sklonom nepriepustného podložia. Krasové prúdenie s častou turbulenciou vo vápencoch sleduje často smery tektonických línií — zväčša priečnych zlomov sz.—jv. smeru (V. DROPPA, 1983), ale i pozdĺžnych zlomov, ohraničujúcich Brezovské Karpaty zo SZ a z JV (E. KULLMAN, 1982, 1984).

Uprostred 700—1100 m hrubého masívu stredno- a vrchnotriasových dolomitov sa nachádza pomerne tenký (5—10 m) horizont lunzských vrstiev — pieskovcov a bridlíc — jediné nepriepustné súvrstvie uprostred jablonickej skupiny. Pôsobí ako bariéra, ako nepriepustné podložie a významne usmerňuje i oddeľuje jednotlivé obehy podzemných vôd. Väčšiu mocnosť lunzských vrstiev, zistenú na niektorých lokalitách Brezovských Karpát (Hradište pod Vrátnom, vrt DV-1 Dobrá voda) pripisujeme chočskému príkrovu, vystupujúcemu v podloží jablonickej skupiny nedzovského príkrovu. Podobné vlastnosti majú aj verfénske pieskovce a bridlice, ktoré očakávame v podloží najspodnejšieho člena karbonátového komplexu — gutensteinských (annaberských) vápencov.

Pramene, odvodňujúce dolomitické komplexy, sú charakterizované jedným alebo dvoma laminárnymi subrežimami vyprázdňovania s nízkymi hodnotami $\alpha_1$ a $\alpha_2$ ($\alpha_1 = 1—5 . 10^{-3}$, $\alpha_2 = 1—5 . 10^{-2}$). Podzemné vody zo skrasovateného vápencového prostredia majú podľa charakteristík čiar vyprázdňovania prameňov dva laminárne subrežimy, charakteristické pre heterogénne zvodnené prostredie, ale bez prejavov turbulentných účinkov prúdenia: $\alpha_1 = 7 . 10^{-3}—1 . 10^{-2}$, $\alpha_2 = 9 . 10^{-2}—1{,}5 . 10^{-1}$ (E. KULLMAN —I. PETRÁŠ, 1975 in E. KULLMAN, 1975). Horninové prostredie vápencov treba hodnotiť ako rizikovejšie z hľadiska potenciálnej možnosti rýchleho šírenia znečistenia a komplikovanejšieho odstraňovania následkov ekologických havárií aj na bodových zdrojoch znečistenia. Dolomity vzhľadom na svoju detailnú objemovú rozpukanosť a pórovo-puklinovú priepustnosť predstavujú zvodnené prostredie viac odolávajúce nárazovému znečisteniu, v ktorom sa však jeho účinky prejavujú dlhodobejšie.

Vyššie uvedené charakteristiky sa v rovnakej miere vzťahujú aj na gutensteinské a reiflinské vápence a na lunzské vrstvy chočského príkrovu z tektonického „polokna" j. od Hradišťa pod Vrátnom.

Pri hodnotení karbonátov mezozoika nemožno obísť pestré jurské vápence Hrušovskej skupiny. Krinoidové, rohovcové, hľuznaté, piesčité a doskovité vápence fácie Tlstej hory, budujúce malé územie severovýchodného cípu Brezovských Karpát, majú však, vzhľadom na ich menej priaznivé hydrofyzikálne vlastnosti, prevažne iba puklinovú priepustnosť a malé plošné rozšírenie, len malý hydrogeologický význam.

Hydrogeologická funkcia hornín vrchnej kriedy brezovskej skupiny a neogénu je vzhľadom na ich litológiu značne rozmanitá, i keď vo všeobecnosti ich môžeme považovať za prostredie menej zvodnené než predošlé. Najväčší význam majú psefitické klastiká vo všetkých troch stratigraficky rozdielnych transgresívnych cykloch: vo vrchnokriedovom (valchovské zlepence) a v dvoch miocénnych (bazálne, prevažne karbonátové zlepence egenburgu a exotické jablonické zlepence karpatu). Valchovské zlepence i zlepence egenburgu môžu, vzhľadom na svoje temer monomiktné karbonatické zastúpenie valúnov, podliehať krasovateniu (napríklad oblasť prameňa Hlávka v Dobrej Vode), avšak zásluhou svojej veľkej plošnej rozlohy i úložných pomerov nad rozsiahlymi masami karbonátov majú najväčší hydrogeologický význam jablonické zlepence. Hoci obsahujú iba 65—80 % valúnov karbonátových hornín, sú pomerne dobre zvodnené, o čom svedčia výsledky vrtných prác (V. BÁTORY, 1974, M. LIPOVSKÁ, 1981) i výtok vody z oboch strán jablonického tunela (cca $10\,l . s^{-1}$). Na základe výsledkov terénnych prác i orientačnej hydrogeologickej bilancie uvažujeme o drenáži veľkej časti jablonických zlepencov podložnými karbonátmi mezozoika.

Na valchovské zlepence stratigraficky nadväzujú baranecké pieskovce, ktoré s nimi môžu hydraulicky spolupôsobiť; smerom do nadložia sú však vystriedané flyšovým, hydrogeologicky nepriaznivým slieňovcovo-pieskovcovým súvrstvím Hurbanovskej doliny, ktoré tvorí bariéru krasovým vodám severovýchodnej časti Brezovských Karpát.

Egenburské pieskovce a piesky, nasledujúce po bazálnych zlepencoch, sú relatívne dobre priepustným súvrstvím, avšak aj na ne nasadajú pelitické sedimenty. Jablonické zlepence sú prikryté len z malej časti slieňovcami a vápnitými ílovcami karpatu. V egenburských pieskovcoch boli vrtnými prácami overené možnosti získania výdatnosti do $2{,}0—3{,}01 . s^{-1}$ (I. VALUŠIAK, 1974, M. LIPOVSKÁ, 1978, J. FRANKOVIČ—V. DROBÁŇ, 1960), maximálne do $5{,}01 . s^{-1}$ (M. KRŠÁK, 1969).

Hydrogeologická funkcia kvartérnych uložením závisí od ich genézy. Bez väčšieho významu sú deluviálne hlinito-kamenité sutiny, sprašové hliny a spraše. Za najviac zvodnené môžeme považovať fluviálne náplavy, ktoré však na tomto území neprevyšujú svojou hrúbkou 10 m. V juhovýchodnej časti Brezovských Karpát je to najmä alúvium

Blavy (hrúbka alúvia 5,8—7,5 m, z toho hrúbka náplavových piesčitých hlín 1,6—4,3 m, L. KAMENICKÝ, 1963, M. SÝKOROVÁ, 1978, $K = 1{,}4 . 10^{-4}\ m . s^{-1}$, avšak vysoké zvodnenie v tejto oblasti je spôsobené prestupmi mezozoických vôd z podložia do náplavov). Alúvium Holešky má hrúbku 3—6 m (E. BARTKOVÁ, 1980), je však silne zahlinené, podobne ako alúviá ostatných potokov, odtekajúcich z pohoria smerom na JV.

Na severozápade územia sú najviac zvodnené náplavy Brezovej v úseku od Štverníka po Osuské. Ich hrúbka je pri Štverníku 2—5 m, v oblasti v. od Osuského už 8,5—9,0 m, pričom náplavové hliny majú hrúbku 3,0 m (V. BÁTORY et al., 1974, M.ŠARLAYOVÁ et al., 1982). Z vrtov sa tu čerpalo 5,2 až $7{,}41 . s^{-1}$. V oblasti Hradišťa pod Vrátnom sa však popri dobre zvodnených štrkopieskoch aluviálnych náplavov nachádzajú aj rašelinové sedimenty a sapropelity, ovplyvňujúce kvalitu inak výdatných vodných zdrojov (do $6{,}01 . s^{-1}$ — M. NÉMETHYOVÁ, 1979, M. TARTAL, 1978).

*Vplyv štruktúrno-geologickej stavby na obeh podzemných vôd*

O obehových cestách infiltrovanej zrážkovej vody rozhodujú okrem hydraulických vlastností zvodnených horninových komplexov najmä ich vzájomné úložné pomery a priestorové prvky ich stavby.

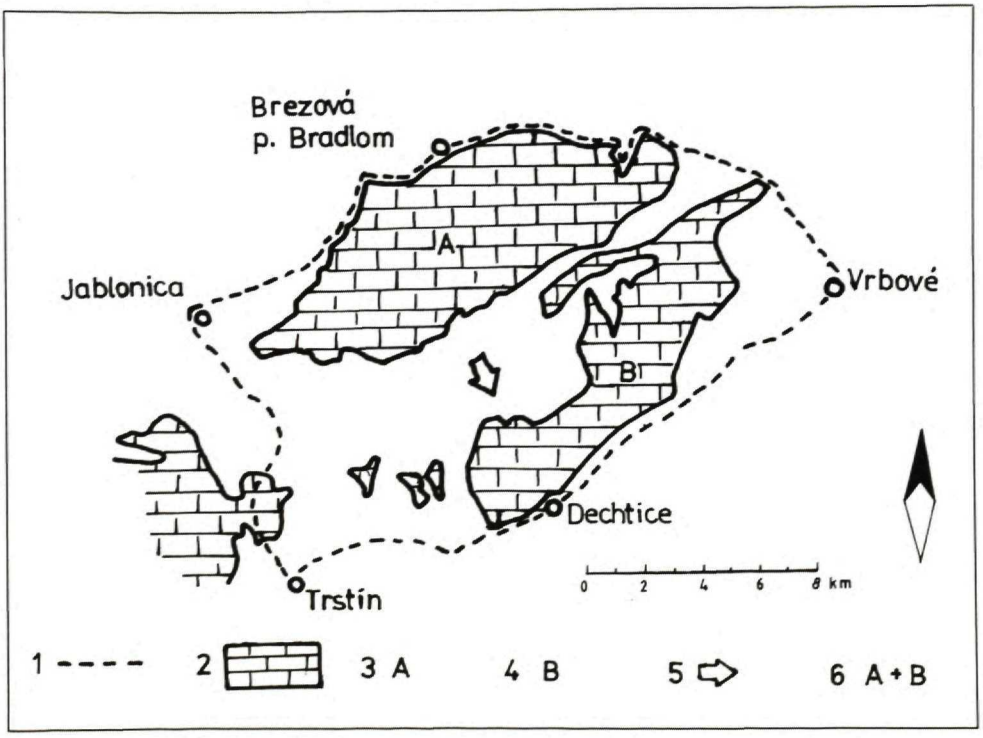
V nadväznosti na geologickú a štruktúrno-tektonickú stavbu vyčleňujeme v karbonátovom mezozoiku Brezovských Karpát čiastkové hydrogeologické štruktúry Klenovej a Plešivej hory (dechtická kryha — pozri obr. 1). Vzhľadom na prepojenosť obehu podzemných vôd v oboch čiastkových hydrogeologických štruktúrach však môžeme považovať oba vápencovo-dolomitické komplexy za jednotnú hydrogeologickú štruktúru, navyše otvorenú dotáciám zásob podzemných vôd, prestupujúcich zo širšieho okolia.

Samotnú čiastkovú hydrogeologickú štruktúru Klenovej možno ešte rozdeliť na dve samostatné, navzájom izolované oblasti, oddelené úzkym, avšak súvisle sa tiahnucim a hydrogeologicky významným nepriepustným komplexom sivých bridlíc a pieskovcov lunzských vrstiev. Tento 5—10 m hrubý izolátor sa tiahne nepretržite od Holdošovského mlyna j. od Brezovej pod Bradlom až po osadu U Fajnorov — Prašník, kde spôsobuje vzdúvanie podzemných vôd a ich výstup v prameňoch Mlyn I—IV a Holeška. Pás lunzských vrstiev sa oblúkovito stáča s úklonom na Z—SZ—S. Komplex hlavných dolomitov s oponickými vápencami, ktorý vystupuje s. od neho, preto hydrogeologicky nekomunikuje s centrálnou časťou brachyantiklinálnej štruktúry Klenovej a je samostatne odvodňovaný prameňmi Okience-Zvarová, Dvoly, Periská, Lopušná dolina, Chrenkech dolina, Mosnáci, Stanovisko a povrchovými tokmi Holeška a Baranecký potok.

Centrálna časť čiastkovej hydrogeologickej štruktúry Klenovej má stavbu na J komplikovanú dobrovodskou prešmykovo-zlomovou zónou, na ktorej vystupujú pramene Stušková, Pod Mariášom, Hlávka, Vítek a Spod javora. V jadre brachyantiklinály zrejme vystupuje elevačný chrbát nepriepustných verfénskych pieskovcov a bridlíc, ktorý usmerňuje prúdenie časti infiltrovaných vôd na SZ do prameňov Tri mlyny a Rásnik. Je možné, že ide aj o vplyv mocného komplexu lunzských vrstiev chočského príkrovu, ktoré sa môžu nachádzať v podloží nedzovského príkrovu a boli vo veľkej hrúbke (103,0 m) zastihnuté dosiaľ geologicky neinterpretovaným vrtom DV-1 v Dobrovodskej kotline (DVOŘÁKOVÁ, 1987); vystupujú aj v tektonickom „polokne" j. od Hradišťa pod Vrátnom.

Šuma výdatnosti prameňov odvodňujúcich čiastkovú hydrogeologickú štruktúru Klenovej však nezodpovedá dotácii podzemných vôd zrážkami, predpokladanej analogicky so susednými mezozoickými štruktúrami a na druhej strane špecifický odtok podzemných vôd z čiastkovej hydrogeologickej štruktúry Plešivej hory je neúmerne vysoký. Tento prebytok je úmerný deficitu zo štruktúry Klenovej a bol pripísaný skrytému

prestupu podzemných vôd popod Dobrovodskú kotlinu zo štruktúry Klenovej do dechtickej kryhy vo veľkosti cca 250—300 $l.s^{-1}$ (E. KULLMAN, 1975, 1987). Navyše E. KULLMAN (1987) uvádza možnosť prestupu vôd v množstve niekoľko desiatok $l.s^{-1}$ zo štruktúry mezozoických karbonátov medzi Rohožníkom, Prievalmi a Trstínom do prameniska v Dechticiach (400—425 $l.s^{-1}$). V tejto štruktúre totiž metódou hydrologickej bilancie zistil E. KULLMAN (1965, 1968) deficit cca 80 $l.s^{-1}$ a ich skrytý prestup po okrajovom zlome Malých Karpát bol čiastočne overený vrtom TH-1 v trstínskom kameňolome (E. KULLMAN, 1982, 1984). Štruktúra Plešivej hory (dechtická kryha) má okrem prameniska v Dechticiach iba dva významnejšie pramene s výdatnosťou do 5 $l.s^{-1}$: prameň pri Lančári a prameň Mlynský v Dolnom Lopašove. Vzhľadom na veľkú výdatnosť dechtického prameniska, výsledky našej orientačnej hydrologickej bilancie a celkové plošné rozšírenie vápencov a dolomitov pod neogénnymi jablonickými zlepencami však predpokladáme dotáciu prameniska aj z vôd infiltrovaných do jablonických, prípadne egenburských zlepencov, následne drenovaných podložnými karbonátmi pokračovania dechtickej kryhy.




Obr. 1 Vyčlenenie čiastkových hydrogeologických štruktúr v Brezovských Karpatoch
1 — hydrogeologicky a hydrologicky hodnotená oblasť Brezovských Karpát, 2 — územie budované horninami karbonátového mezozoika, 3 — čiastková hydrogeologická štruktúra Klenovej, 4 — čiastková hydrogeologická štruktúra Plešivej hory, 5 — predpokladaný prestup podzemných vôd popod Dobrovodskú kotlinu, 6 — krasovo-puklinová hydrogeologická štruktúra Brezovských Karpát s. s.

**1* Prameň Hodoňova studňa (Jablonica)** je prameňom, vyvierajúcim uprostred „exotických" jablonických zlepencov, avšak vzhľadom na fyzikálno-chemické vlastnosti vyvierajúcej vody i na jej množstvo v sústredenom vývere usudzujeme, že prostredím jej formovania sú karbonátové horniny mezozoika v ich podloží. Jablonické zlepence tvoria len výstupové cesty podzemnej vody (a snáď sú aj prostredím jej infiltrácie). Podľa údajov SHMÚ sa v rokoch 1956—1967 výdatnosť prameňa pohybovala v rozmedzí 28,2—42,41. $s^{-1}$ a teplota vody 10,0—10,5 °C. Dlhodobý priemer výdatnosti za toto obdobie je 34,81. $s^{-1}$.

V. BÁTORY (1974) uvádza výsledky pokusu zlepšiť výdatnosť prameňa čerpaním v odbernom objekte. Počiatočná výdatnosť 21,71. $s^{-1}$ sa pri znížení hladiny v objekte o 1,2 m zvýšila na 25,01. $s^{-1}$.

Voda prameňa má zvýšený obsah sírovodíka, čo je zrejme zapríčinené rozkladom $SO_4$ iónov sírnymi baktériami (Schyzomicetes). Zvýšený obsah chloridov vo vode pri pomerne nízkom zastúpení dusičnanov interpretovali P. BUJALKA—V. STRUŇÁK (1958) ako vplyv čiastočného prepojenia obehu s vodami hlbších naftonosných horizontov. V čerpacej stanici v Osuskom, kam je zachytená voda prameňa odvedená, sa na odstraňovanie sírovodíka používajú špeciálne filtre.

**2 Prameň Stušková (Jablonica)** vystupuje na najzápadnejšom cípe štruktúry Klenovej, respektíve dobrovodskej prešmykovo-zlomovej zóny, ktorá v týchto miestach tvorí zložitú antiklinálnu štruktúru, postihnutú priečnou zlomovou tektonikou. V jadre antiklinály, nachádzajúcej sa z. od Miškozlového, vystupujú annaberské (gutensteinské) vápence, vyššie schreyeralmské a reiflinské, raminské a najvyššie wettersteinské vápence. Prameň vystupuje z krasovej dutiny vo wettersteinských vápencoch a odvodňuje skrasovatené vápence, čo sa prejavuje na koeficiente vyprázdňovania $\alpha_2 = 1{,}427 . 10^{-1}$ (M. ŽIVORA, 1983). Zaujímavé je isté protirečenie medzi veľkosťou koeficientov $\alpha_1$ a $\alpha_2$ ($\alpha_1 = 2{,}087 . 10^{-3}$). Oproti vysokému $\alpha_2$, svedčiacemu o značnom rozvoji skrasovatenia, je veľmi nízka hodnota $\alpha_1$, charakteristická skôr pre dolomitické drobnopuklinové prostredie, a je zrejme znakom doplňania časti vôd drenážou dolomitov alebo snáď aj neogénnych jablonických zlepencov. Možné je aj ovplyvnenie meraného množstva povrchovým tokom. Rozkyv výdatnosti prameňa uvádza M. ŽIVORA (1983) v rozmedzí od 3,74 do 26,91. $s^{-1}$ (pozorovacie obdobie 1956—1983) a rozkyv teplôt vody 9,8—11,8 °C.

Prameň Stušková bol zahrnutý aj do sledovania hydrochemického režimu v období od 19. 11. 1987 do 28. 2. 1989. Výsledky 22 analýz vôd, odberaných v približne trojtýždňových intervaloch, ukazujú na celoročnú stálosť dobrej kvality vody.

**3 Prameň Rásnik (Osuské)** sa nachádza uprostred geologického prostredia jablonických zlepencov, neďaleko železničnej stanice Osuské, kde z dvoch pri sebe ležiacich puklín sústredene vyteká pomerne veľké množstvo podzemnej vody — podľa údajov SHMÚ pre roky 1956—1967 to bolo 18,5—28,41. $s^{-1}$ so stálou teplotou vody 13,0 °C — najvyššou spomedzi prirodzených výverov v Brezovských Karpatoch. Pôvod vyvierajúcej vody je v karbonátovom mezozoiku v podloží jablonických zlepencov, jej výstup by mal byť podmienený podľa P. BUJALKU—V. STRUŇÁKA (1958) okrajovým zlomom pohoria, dnes však poukazujeme aj na funkciu priečneho sz.—jv. zlomu.

S cieľom zlepšiť výdatnosť prameňa navrhol a vyhodnotil V. BÁTORY (1974) 91 m hlboký vrt HVJ-1, ktorý však nezasiahol karbonátové podložie a skončil v jablonických zlepencoch. Pri čerpaní 6,01. $s^{-1}$ zlepšil výdatnosť prameňa Rásnik o cca 3,01. $s^{-1}$.

Stabilita výdatnosti, jednoduchý laminárny režim vyprázdňovania a nízka priemerná hodnota koeficientu vyprázdňovania $\alpha_1 = 1{,}378 . 10^{-3}$ (M. ŽIVORA, 1983) zodpovedá laminárnemu pretláčaniu vôd prameňa po zlomovej výstupovej ceste, vyplnenej materiálom s pórovou priepustnosťou. Dlhodobý priemer výdatnosti za roky 1961—1966 je 21,31. $s^{-1}$. Prameň je zachytený a odvedený do čerpacej stanice v Osuskom.

---

* Pozn.: Číslovanie prameňov v texte sa zhoduje s číslovaním na mape (obr. 2)

**4 Prameň Hradište a minerálna voda Se-6 (Hradište pod Vrátnom).** Malý suťový pramienok Hradište na juhovýchodnom okraji obce bol pozorovaný v roku 1976. Najvyššia výdatnosť bola 0,19 l . $s^{-1}$, v suchých obdobiach sa stratil. Teplota vody bola 7—9 °C.

V obci Hradište pod Vrátnom sa taktiež nachádza jediný registrovaný minerálny prameň v regióne Brezovských Karpát. Jeho registračné číslo pri registrácii minerálnych vôd IGHP je Se-6, teplota vody 8 °C a výdatnosť 0,04 l . $s^{-1}$. Voda je využívaná najmä pri žalúdočných ťažkostiach; prameň sa nachádza v záhrade pri stanici ČSD, od r. 1938 je upravený ako skružová studňa. Celková mineralizácia je okolo 1 g . $l^{-1}$, obsah sírovodíka, ktorý dáva vode charakteristický zápach, je 5,19 mg . $l^{-1}$.

Na základe izotopového zloženia síry (J. KANTOR in A. REMŠÍK et al., 1985) možno sulfáty, z ktorých činnosťou desulfatizačných baktérií vzniká $H_2S$, považovať za sulfáty evaporitového, t. j. morského pôvodu. Keďže v neogénnej výplni Viedenskej panvy sa takéto sulfáty nevyskytujú (R. KVĚT, 1971 in A. REMŠÍK et al., 1985), možno pripísať pôvod minerálnych vôd zhodne s O. FRANKOM (in O. FRANKO—E. KULLMAN, 1980) prirodzenému odvodňovaniu vôd karbonátového podložia lakšárskej elevácie Viedenskej panvy (podobne ako u minerálnych vôd v Smrdákoch, Plaveckom Mikuláši a v Plaveckom Petri).

**5 Prameň Tri mlynky (Hradište pod Vrátnom)**

Prameň bol pozorovaný SHMÚ v rokoch 1961—1966 (výdatnosť 3,9—13,21 . $s^{-1}$, teplota vody 9,5—12,0 °C), od roku 1985 boli pozorovania obnovené. Priemerná výdatnosť za celé sledované obdobie je 8,45 l . $s^{-1}$. Prameň je situovaný na styku wettersteinských dolomitov a oponických vápencov s valchovskými zlepencami. Horizont valchovských zlepencov však považujeme za hydraulicky jednotný s podložnými dolomitmi a ako dôvod vystupovania vôd v tomto prameni predpokladáme existenciu nepriepustných lunzských vrstiev v dolomitovom masíve, ktoré zrejme tvoria bariéru podzemným vodám, infiltrujúcim a obiehajúcim vo wettersteinských dolomitoch j. od prameňa. Lunzské bridlice a pieskovce sú pravdepodobne prekryté pruhom valchovských zlepencov, avšak ich existencia by bola prirodzeným pokračovaním pruhu lunzských vrstiev tiahnuceho sa od osady Fajnorov okolo Brezovej pod Bradlom až do bezprostrednej blízkosti prameňa.

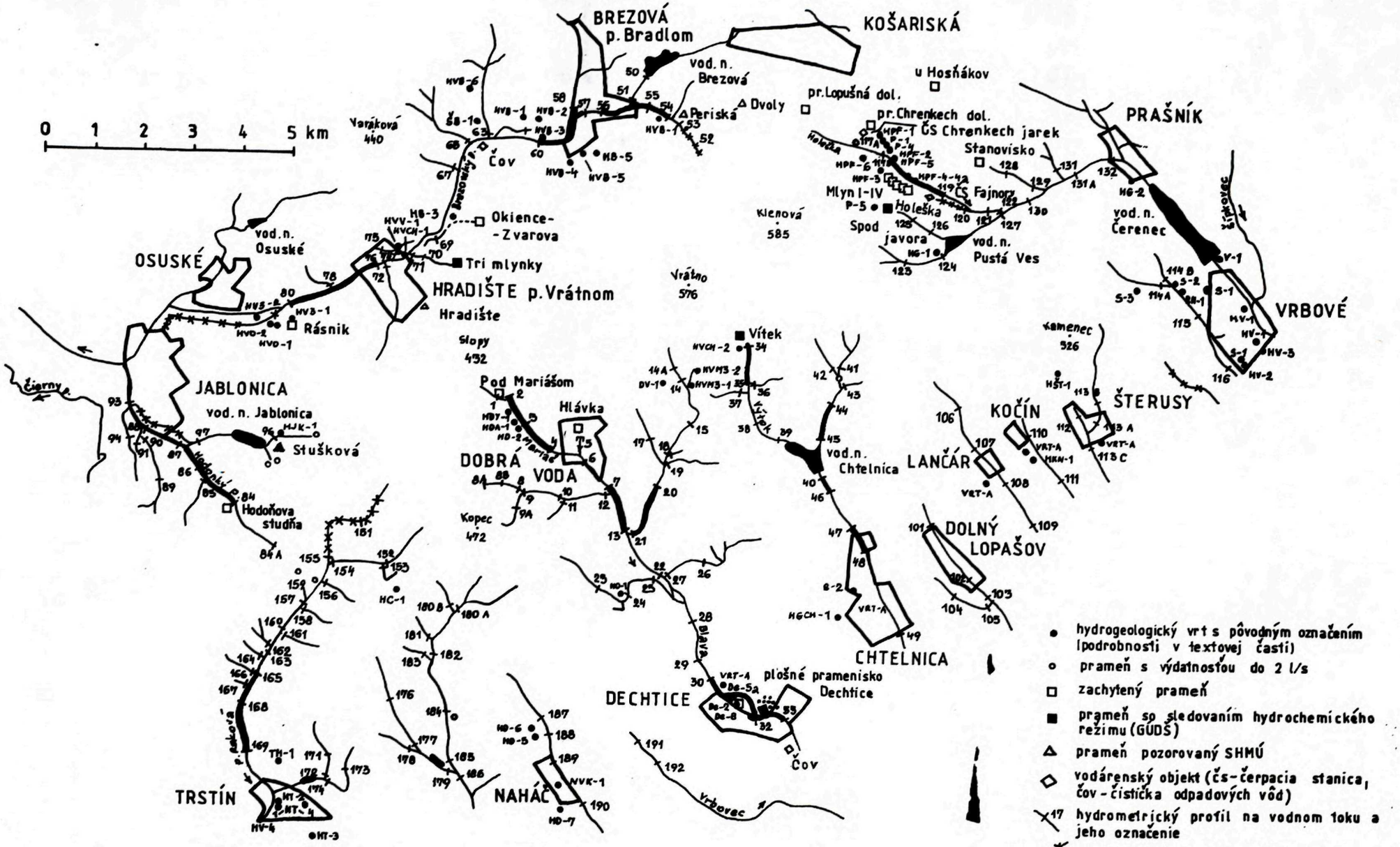
Dolomitickému prostrediu obehu vôd a zlomovej výstupovej ceste, vyplnenej drveným materiálom, zodpovedá spôsob vyprázdňovania prameňa, charakterizovaný jednoduchým laminárnym režimom s priemerným koeficientom $\alpha_1 \doteq 3{,}655 . 10^{-3}$ (M. ŽIVORA, 1983) i výsledky režimových odberov vzoriek podzemných vôd pracovníkmi GÚDŠ, svedčiace o dobrej kvalite vôd prameňa, ktoré sú využívané na zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou.

**6 Prameň Okience-Zvarová (Hradište pod Vrátnom)** je eróznym prameňom, ktorého existencia je navyše predisponovaná sklonom nepriepustných lunzských vrstiev, ktoré vychádzajú na povrch jv. od záveru dolinky, v ktorej sa prameň nachádza a sú uklonené na SZ. V takomto prípade je možné predpokladať prestup časti vôd pod dnom dolinky (po zachytení prameňa suchom) do potoka Brezová, čo by potvrdzovali aj výsledky čerpacej skúšky na vrte HB-3 (M. LIPOVSKÁ, 1983): 16,66 l . $s^{-1}$ pri znížení 16,91 m. Prameň bol pozorovaný SHMÚ v období 1971—1974 s výdatnosťou 0,22—8,06 l . $s^{-1}$ a s teplotou vody 7,5—10,6 °C. V súčasnosti je zachytený a využívaný.

**7 Prameň Dvoly (Brezová pod Bradlom)**, pozorovaný SHMÚ v rokoch 1971—1974 s rozkyvom výdatnosti 0—1,08 l . $s^{-1}$ a s rozkyvom teploty 4,0—12,0 °C, je eróznym prameňom, odvodňujúcim komplex hlavných dolomitov v údolí Baraneckého potoka.

**8 Prameň Periská (Brezová pod Bradlom)** sa nachádza na tej istej lokalite, cca vo vzdialenosti 2 km. Bol pozorovaný v rokoch 1970—1975, kedy jeho výdatnosť kolísala medzi 0,99 a 4,03 l . $s^{-1}$ a teplota vody medzi 8,0 a 10,0 °C. Jednoduchý laminárny režim vyprázdňovania s koeficientom $\alpha_1 = 4{,}33 . 10^{-3}$ (M. ŽIVORA, 1983) charakterizuje drobnopuklinové horninové prostredie hlavných dolomitov, z ktorých prameň vystupuje vo forme erózneho výveru.

**9 Prameň Chrenkech dolina** má podľa údajov ZVaK Senica (M. LIPOVSKÁ, 1986) výdatnosť 4,9—9,71 . $s^{-1}$. Prameň je zachytený a odvedený do neďalekej čerpacej stanice Chrenkech jarek na zásobovanie Brezovej pod Bradlom a Košarísk. Prostredím formovania jeho vôd sú hlavné dolomity, izolované od komplexu wettersteinských dolomitov nepriepustnými lunzskými vrstvami.




Obr. 2 Brezovské Karpaty — mapa hydrogeologickej dokumentácie
Zostavil: P. MALÍK—E. KULLMAN—K. VRANA, 1990

**10 Prameň Lopušná dolina** takisto odvádza vodu, infiltrovanú v komplexe vrchnotriasových hlavných dolomitov. Výdatnosť prameňa kolíše od 2,0 do 6,31. $s^{-1}$ (M. Lipovská, 1986, podľa údajov ZVaK Senica), voda je zachytená a odvádzaná do čerpacej stanice Chrenkech jarek.

**11 Prameň Mosnáci (Pod vŕškom) — Košariská.** Ide o výver podzemnej vody vo forme bariérového prameňa z ostrovčeka hlavných dolomitov uprostred senónskych slienito-piesčitých sedimentov Hurbanovskej doliny pri osade Mosnáci. Teplota vody tu kolíše okolo 11 °C, výdatnosť má, podľa údajov ZVaK Senica, ktoré prameň zachytávajú a využívajú, vyrovnaný priebeh 5,5—6,91. $s^{-1}$.

**12 Prameň Stanovisko (U Bajciarov)** sa nachádza v severovýchodnom zakončení brachyantiklinály Klenovej, ktorá je v týchto miestach ešte komplikovaná priebehom dobrovodskej prešmykovo-zlomovej zóny so spätným násunom karbonátov mezozoika smerom na JV, ale za infiltračnú oblasť možno považovať jedine hlavné dolomity, prípadne oponické (dachsteinské) vápence, budujúce masív Červenej hory. Podľa údajov ZVaK Senica je rozkyv výdatnosti 7,0—19,81. $s^{-1}$, teplota vody 11 až 12 °C. Prameň, pozostávajúci z troch samostatných vývervov, je zachytený a využívaný.

**13, 14 Pramene Mlyny a Holeška (Prašník — U Fajnorov).** Tejto lokalite bola venovaná v nedávnej minulosti veľká pozornosť v snahe zlepšiť výdatnosť existujúcich prameňov (Holeška 16,7 až 26,01. $s^{-1}$; Mlyny I—IV sumárne 6,0 až 23,01. $s^{-1}$) technickými prácami. Celkove tu bolo odvŕtaných 6 hydrogeologických čerpacích a 5 pozorovacích vrtov. Hydrometrickými prácami bol v uvedenej oblasti zistený skrytý prestup podzemných vôd do koryta potoka Holeška s veľkosťou 17,2 —23,01. $s^{-1}$; pred spoločnou čerpacou skúškou, pri ktorej sa sumárne odoberalo z lokality 135,01. $s^{-1}$, bolo prirodzené odvodnenie lokality prameňmi a prestupmi cca 661. $s^{-1}$ (431. $s^{-1}$ + + 231. $s^{-1}$). Technickými zásahmi sa teda výdatnosť zlepšila o 60—701. $s^{-1}$, čo bolo spôsobené sčasti rozšírením infiltračnej oblasti a sčasti odčerpávaním statických zásob.

U prameňov Holeška a Mlyny možno pozorovať dvojaký obeh podzemných vôd, ktorý je zrejme spôsobený zložitou štruktúrnou stavbou dobrovodskej prešmykovo-zlomovej zóny. Prítomnosť šupín raminských a reiflinských vápencov v spätnom násune mezozoických karbonátov zo SZ a JV umožňuje vznik krasových puklín, drénujúcich okolité wettersteinské dolomity a podmieňujúcich i hlbšie obehy vôd, napríklad v prameni Holeška, ktorý vyviera z takejto pukliny, ale zrejme i vody, zachytenej vrtom HPF-4a, s prelivom 161. $s^{-1}$ a čerpaným množstvom 40,01. $s^{-1}$. Čerpanie na tomto vrte neovplyvnilo susedné pramene Mlyny I—IV, ani prameň Holeška. Pramene Mlyny vyvierajú z wettersteinských dolomitov zrejme na bariére tvorenej lunzskými vrstvami, ktoré boli navŕtané dvoma vrtmi v údolí Holešky. Teplota vody, obiehajúcej v plytšom obehu prameňov Mlyny, je 8,0—9,5 °C, hlboký obeh vo vrte HPF-4a má teplotu 12,0 °C. Voda z vrtov i z prameňov je odvádzaná do neďalekej čerpacej stanice Fajnory.

**15 Prameň Spod javora-Šteruská (Prašník-Pustá Ves)** je zachytený a využívaný na zásobovanie mesta Vrbové vodou. Od r. 1985 na ňom prebiehajú týždenné režimové pozorovania výdatnosti — dlhodobý priemer za roky 1985—1988 je 9,921. $s^{-1}$. Relatívna stálosť prameňa i hydrochemické charakteristiky jeho vody nám dovoľujú predpokladať jej formovanie v pruhu wettersteinských dolomitov sz. od prameniska, výstup podzemných vôd však môže byť podmienený i krasovými cestami v reiflinských vápencoch, prítomných na okraji karbonátovej štruktúry, ktoré sú vo forme tektonických šupín strmo uklonené na SZ. Prameň bol silne ovplyvnený čerpacou skúškou na vrtoch v oblasti prameňov Holeška a Mlyny I—IV (M. Lipovská, 1986). Počas režimových sledovaní chemizmu vody v období od 19. 11. 1987 do 28. 2. 1989 sa jeho výdatnosť pohybovala v rozmedzí 11,8—14,41. $s^{-1}$, dobrá kvalita vody vykazovala aj stálosť v čase.

**16 Prameň Mlynský (Dolný Lopašov)** vyviera na úpätí plochých vyvýšenín juhovýchodného úpätia Brezovských Karpát, budovaných dolomitmi (zrejme vrchnotriasovými). Prameň bol pozorovaný Slovenským hydrometeorologickým ústavom v časti roka 1961 (výdatnosť 6,0—6,21. $s^{-1}$, teplota vody 8,0—8,3 °C) a potom od roku 1985. Jeho priemerná výdatnosť v rokoch 1985—1988 je 3,811. $s^{-1}$.

**17 Prameň Vítek (Chtelnica).** Ide o prameň rovnomenného potoka, vyvierajúceho z krasovej pukliny na rozhraní štruktúry Klenovej, tvorenej v tejto oblasti wettersteinskými dolomitmi a komplikovanej v týchto miestach dobrovodskou prešmykovo-zlomovou zónou, a vrchnokriedových

baraneckých pieskovcov a štvernických slieňov, ktoré tvoria hydrogeologickú bariéru vystupujúcim vodám. Prameň bol režimovo sledovaný v rokoch 1955—1967 a podľa záznamov SHMÚ sa jeho výdatnosť v tomto období pohybovala v rozmedzí 5,25—38,81.$s^{-1}$ a teplota vody medzi 6—11 °C. Prameň bol zachytený a dodnes je využívaný ako vodný zdroj Chtelnice, pričom od r. 1985 je opäť pozorovaný SHMÚ. Priemerná výdatnosť za obdobie rokov 1985—1988 je 18,551.$s^{-1}$. Doteraz registrované údaje o časovom priebehu výdatnosti nevyhovujú podmienkam pre analytické vyhodnotenie priebehu vyprázdňovania prameňa. Značne rozkolísaná výdatnosť naznačuje vápencové prostredie obehu vôd, pracovníkmi GÚDŠ režimovo vyhodnocovaný chemizmus vôd však svedčí o dolomitickom prostredí ich formovania.

**18 Prameň Hlávka (Dobrá Voda)** je v niektorých prácach označený aj názvom Hlavina. Patrí k jedným z geologicky najskôr opisovaných prameňov. Už L. ZELENKA (1930) opisuje jeho výver v prostredí litavských zlepencov (dnes priraďovaných k baraneckým pieskovcom), niekoľko desiatok metrov od transgresívnej hranice s karbonátmi triasu. Prameň je viacerými autormi hodnotený ako bariérový, čo čiastočne spochybňuje L. KAMENICKÝ (1963). Prameň sa totiž pri zemetrasení 27. 3. 1930 stratil, objavil sa na inom mieste a na pôvodné miesto sa vrátil až v roku 1932. Nie je však jasné, či pri tomto konštatovaní nedošlo k zámene prameňa Hlávka s prameňom Pod Mariášom. Rozvetvenosť výstupových ciest prameňa spôsobila ťažkosti aj pri jeho zachytávaní v r. 1968, kedy sa jednu výstupovú cestu nepodarilo zachytiť a dodnes voľne odteká do Blavy v množstve 15—30 1.$s^{-1}$.

Seizmicita územia v oblasti Dobrej Vody dosahuje pomerne vysoký stupeň (VI.—VII. a mimoriadne, v roku 1906 až VIII.—IX. stupeň 12-stupňovej seizmologickej škály). Počas najsilnejšieho zemetrasenia, ktoré prebiehalo od januára do augusta r. 1906, sa voda v prameni Hlávka sfarbila do červena. Epicentrum zemetrasenia bolo vtedy v hĺbke asi 6 km pod kótou 470 Kopec jz. od Dobrej Vody. Ďalšie zemetrasenia postihli Dobrú Vodu v rokoch 1805, 1815, 1897, 1904 a 1955, ale žiadne nezanechalo také silné deštrukčné účinky, ako zemetrasenie v roku 1906 (L. KAMENICKÝ, 1963). Seizmicita územia môže ohrozovať inžinierske siete — vodovodné triasy v oblasti, a preto je potrebné pri projektovaní s touto skutočnosťou počítať.

Prameň Hlávka bol podľa VORLA—SMETANU (1931) pozorovaný už v tomto období, avšak výsledky pozorovaní sa nezachovali. Jeho výdatnosť počas rokov 1964—1968, kedy bol pozorovaný SHMÚ, kolísala medzi 46,1 a 126,41.$s^{-1}$, teplota vody medzi 9,2 a 11,0 °C. Priemerná výdatnosť v roku 1968 bola 73,51.$s^{-1}$ (E. KULLMAN, 1975). V tomto roku bol prameň spolu s prameňom Pod Mariášom zachytený a odvedený na zásobovanie Trnavy do prečerpávacej stanice v Dechticiach.

Infiltračnú oblasť prameňa treba zrejme hľadať v oblasti jadra brachyantiklinálnej štruktúry Klenovej, tvoreného zväčša vápencami.

**19 Prameň Pod Mariášom (Dobrá Voda).** Genéza a pôvod tohto prameňa nie sú dodnes celkom vyjasnené. Už M. MAHEĽ (1947) uvádza, že prameň vyviera asi 1 km od styku vápencovo-dolomitového komplexu s nepriepustným pieskovcovým súvrstvím a celá južná časť doliny až po tento styk je veľkým prameniskom. VOREL—SMETANA (1931) konštatujú zánik prameňa Pod Mariášom pri zemetrasení 27. 3. 1930. Na základe našich expedičných meraní prietoku sme v priestore medzi severozápadným okrajom obce Dobrá Voda a kaplnkou, pri ktorej sa od r. 1968 nachádza pramenný záchyt Pod Mariášom, zistili prírastok 63,31.$s^{-1}$, o rok neskôr 56,61.$s^{-1}$ prietokového množstva. Usudzujeme teda, že výver je podmienený vystupovaním vôd po zvodnenom zlome alebo poruchovom systéme sz.—jv. smeru v dĺžke asi 1 km. Tento názor podporujú aj výsledky vrtu HD-2 (M. ŠARLAYOVÁ, 1980) neďaleko pramenného záchytu, ktorý v hĺbke 39 m overil zvodnenú tektonickú poruchu s prelivom 0,851.$s^{-1}$. Podľa údajov SHMÚ z rokov 1956—1968 kolísala výdatnosť prameňa od 0,0 do 56,71.$s^{-1}$ a teplota vody od 8,0—11,0 °C. Priemerná výdatnosť v roku 1968 bola 30,51.$s^{-1}$. Všetky tieto hodnoty platia len pre dnes už zachytený vrchný výver prameňa pri kaplnke. Zachytávacie práce prebiehali v rokoch 1968—1969 a odvtedy nie je možné výdatnosť prameňa merať; dá sa zistiť iba spoločný odber z prameňov Hlávka a Pod Mariášom na vodomere čerpacej stanice v Dechticiach — priemerný mesačný sumárny odber predstavuje cca 200 000 $m^3$, teda 771.$s^{-1}$ (M. ŠARLAYOVÁ, 1980).

**20 Plošné pramenisko v Dechticiach** dlhší čas unikalo pozornosti vodohospodárov. Avšak nápadné zvýšenie prietoku Blavy na pomerne krátkom úseku nad Dechticami (pozri tab. 4 a 5) bez

existencie povrchového prítoku viedlo k začatiu rozsiahlych hydrogeologických prieskumných prác na lokalite, ktoré prebiehali v troch etapách. V prvej sa odvŕtalo 5 hydrogeologických vrtov s maximálnou hĺbkou 32 m (L. KAMENICKÝ, 1963), ktoré sa sústredili na zvodnený kvartér. Pretože výdatnosť vrtov narastala s hĺbkou, bol v ďalšej etape (J. KRUMLOVÁ, 1966) odvŕtaný 105,3 m hlboký vrt De-8 a 5 plytkých pozorovacích vrtov. V tretej etape boli potom realizované ďalšie tri vrty De-9, De-10 a De-11 s hĺbkou 108,0 m, 84,0 m a 66,0 m. Využiteľné množstvá sa v jednotlivých etapách postupne stanovovali na 150,0 l.s$^{-1}$, 161 l.s$^{-1}$ a 230—300 l.s$^{-1}$. V poslednej etape sa po dobu 114 dní čerpalo sumárne 294 l.s$^{-1}$, boli však ovplyvnené domové studne v obci a zmena smerov prúdenia podzemných vôd pri veľkom odbere môže slúžiť transportu komunálneho i poľnohospodárskeho znečistenia k vrtom vodného zdroja. Preto bolo navrhnuté odkanalizovanie obce, izolácia koryta Blavy a likvidácia hospodárskeho dvora JRD sz. od prameniska.

Príčina výstupu vôd v dechtickom plošnom prameníšku spočíva podľa väčšiny autorov v existencii nepriepustnej bariéry neogénnych ílov oproti vyzdvihnutému mezozoiku štruktúry Plešivej hory a v existencii priečnych sz.—jv. zlomov (doborovodský zlom a senické zlomy), ktoré sa navyše geomorfologicky prejavujú tak, že práve oblasť prameniska má najnižšiu nadmorskú výšku z celých juhovýchodných svahov Brezovských Karpát — 185 m n. m. Dosiaľ hydrogeologicky neinterpretované výsledky inžinierskogeologického prieskumu M. SÝKOROVEJ (1978) — vrty ČOV-6 až 8 j. od Dechtíc — však stavajú doteraz predpokladanú geologickú stavbu a jej hydrogeologické dôsledky do iného svetla. Tieto vrty totiž zachytili pod 2,1—3,8 m hrubou vrstvou sivých neogénnych ílov dolomity v hĺbke 7,5—9,5 m. Hladina podzemnej vody v dolomitoch bola napätá a vystúpila po úroveň terénu. Z toho vyplýva, že: a) predpokladaný okrajový zlom pohoria — smolenický zlom s výškou skoku 200—500 m — je situovaný južnejšie, alebo b) smolenický zlom je reprezentovaný sústavou stupňovitých poklesov, alebo c) neogén transgreduje na mezozoikum, ktoré sa postupne pod neho ponára. Z hydrogeologického hľadiska teda existuje možnosť kvantitatívneho ohrozenia prameniska vrtnými i zemnými prácami, ktoré by mohli prelomiť artézsky strop a pri prípadnom odčerpávaní odvádzať vodu, vystupujúcu v dechtickom prameníšku. Na druhej strane existuje možnosť využívania vody prameniska takýmto spôsobom, pravdaže, s veľkým rizikom ohrozenia akosti vôd.

Infiltračnú oblasť prameniska vzhľadom na jeho veľkú výdatnosť nemôže tvoriť len čiastková hydrogeologická štruktúra Plešivej hory (dechtická kryha) s plochou 36 km$^2$, ale časť vôd zrejme prestupuje z čiastkovej hydrogeologickej štruktúry Klenovej popod Dobrovodskú kotlinu (E. KULLMAN, 1975, 1987). Ďalší prestup, sčasti overený vrtom TH-2 v Trstíne, možno predpokladať zo štruktúry karbonátového mezozoika medzi Rohožníkom, Prievalmi a Trstínom.

Hodnota výdatnosti prameniska, respektíve jeho prírodných zdrojov, je vzhľadom na jeho veľkú plochu stanovovaná s ťažkosťami. L. KAMENICKÝ (1963) uvádza celkový prestup vôd z prameniska do Blavy na 600 m dlhom úseku v objeme 300 l.s$^{-1}$, J. KRUMLOVÁ (1966) stanovuje dynamické zásoby prameniska na 360 l.s$^{-1}$ a J. TAKÁČOVÁ (1972, 1980) uvádza prírodné zdroje 500—600 l. .s$^{-1}$. Na základe našich hydrometrických meraní z rokov 1987—1989 (tab. 5) a archivovaných výsledkov hydrometrovaní pracovníkmi KVRIS (tab. 4) môžeme konštatovať, že posledná uvádzaná hodnota je nadsadená — priemerná hodnota prírastku prietoku Blavy v Dechticiach z rokov 1962—1966 je 422,41.s$^{-1}$ a priemerná hodnota sumy prestupov do Blavy a odberov vody z vrtov v pramenisku pre roky 1987—1989 je 404,01.s$^{-1}$. Pri pohľade na tabuľku 5 možno konštatovať, že po zvýšení odberu zapojením studní De-9 a De-10 poklesla hodnota prestupu do Blavy približne o odberané množstvo. Priemernú hodnotu odtoku podzemných vôd z prameniska teda stanovujeme na 400—425 l.s$^{-1}$. Teplota prestupujúcej vody je 12 °C.

### *Zhodnotenie vzájomného vzťahu podzemných a povrchových vôd*

V priebehu meraní prietokov vody na povrchových tokoch bolo v rokoch 1987—1989 spolu dokumentovaných 318 profilov. 78 z nich bolo účelove meraných pre potreby orientačnej hydrologickej bilancie na obvode pohoria, ostatné boli v rozstupe od 300 do 800 m od seba merané na jednotlivých potokoch s cieľom zistiť skryté prestupy podzem-

Tab. 4 Predchádzajúce merania prietokov Blavy pracovníkmi KVRIS Bratislava (v $l.s^{-1}$) ex J. KRUMLOVÁ, 1966

| Dátum | Blava profil 1 ° | Blava profil 2 ° | Blava profil 3 ° | Blava profil 4 ° | Blava profil 7 ° | Blava profil 8 ° | Prírastok na pramenisku Dechtice |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 19. 4. 1962 | 147 | 213 | 207 | 232 | 684 | | 452 |
| 29. 5. 1962 | 159 | 214 | 268 | 265 | 740 | | 475 |
| 3. 7. 1962 | 209 | | 236 | 166 | 616 | | 450 |
| 15. 10. 1962 | 137 | 171 | 146 | 155 | 598 | | 443 |
| 13. 8. 1963 | 152 | 182 | 173 | 165 | 592 | 603 | 427 |
| 14. 11. 1963 | 178 | 209 | 230 | 209 | 669 | 566 | 460 |
| 22. 5. 1964 | 131 | 223 | 263 | 310 | 654 | 616 | 344 |
| 9. 10. 1964 | | | | 351 | 576 | 705 | 354 |
| 17. 2. 1966 | 236 | | 452 | 399 | 796 | | 397 |
| 10. 3. 1966 | | | | 214 | | | |
| | ° Prameň Hlávka a Pod Mariášom | ° Pod Ľahkým kameňom | ° Pri Lažtekoch (Planinka) | ° Pod JRD | ° Spodný okraj obce | | $\varnothing = 422{,}44\ l.s^{-1}$ |

Tab. 5 Dechtice — skryté prestupy podzemných vôd do Blavy medzi profilom Pod JRD (č. 30) a profilom na dolnom okraji obce (č. 33)

| Dátum merania | Profil č. 30 ($l.s^{-1}$) | Profil č. 33 ($l.s^{-1}$) | Celkový prestup ($l.s^{-1}$) | Odbery vôd záchytnými objektami ($l.s^{-1}$) | | | | | Celkový odtok z prameniska ($l.s^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Studňa č. 8 | Studňa č. 11 | Studňa č. 9 | Studňa č. 10 | Σ | |
| | a | b | b—a | | | | | | Σ odberu + (b—a) |
| 5. 6. 1987 | 927,32 | 1216,52 | 289,20 | 88,43 | 44,44 | — | — | 132,87 | 422,07 |
| 12. 6. 1987 | 284,55 | 578,44 | 293,89 | 105,48 | 44,44 | — | — | 149,92 | 443,81 |
| 19. 6. 1987 | 282,03 | 563,33 | 281,30 | 108,12 | 44,21 | — | — | 152,33 | 433,63 |
| 25. 7. 1987 | 195,08 | 477,91 | 282,83 | 109,34 | 44,10 | — | — | 153,44 | 436,27 |
| 20. 7. 1987 | 193,50 | 436,00 | 242,50 | 96,43 | 44,10 | — | — | 140,53 | 383,03 |
| 13. 7. 1988 | 135,09 | 337,21 | 202,12 | 95,80 | 76,40 | — | — | 172,20 | 374,32 |
| 5. 6. 1989 | 136,01 | 302,86 | 166,85 | 76,39 | 67,59 | 35 | 35 | 213,98 | 380,83 |
| 7. 6. 1989 | 161,34 | 354,58 | 193,24 | 144,68 | | 75 | | 219,68 | 412,92 |
| 22. 6. 1989 | 92,06 | 264,54 | 172,48 | 75,35 | 67,59 | — | 33,33 | 176,27 | 348,75 |

1987—1988: $\varnothing = 236{,}041.s^{-1}$
1989: $\varnothing = 177{,}51.s^{-1}$

$\varnothing = 403{,}961.s^{-1}$

Tab. 6 Odbery podzemných vôd z využívaných vodných zdrojov v Brezovských Karpatoch v období máj—jún 1989

| Názov vodného zdroja | Lokalita | Celkové odberané množstvo ($l.s^{-1}$) | Jednotlivé zdroje | Odberané množstvo ($l.s^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|
| čerpacia stanica Fajnory | Prašník | 58,5 | prm. Holeška | 10,0 |
| | | | prm. Mlyn I. | 5,0 |
| | | | prm. Mlyn II. | 10,0 |
| | | | prm. Mlyn III. | 19,5 |
| | | | prm. Mlyn IV. | 14,0 |
| čerpacia stanica Chrenkech jarek | Prašník | 13,9 | vrt HPF-1 | cca 5,0 |
| | | | vrt HPF-2 | cca 2,1 |
| | | | prm. Chrenkech dolina | 4,0 |
| | | | prm. Lopušná dolina | 2,8 |
| Stanovisko | U Bajciarov | 7,0 | prm. Stanovisko A | 0,1 |
| | | | prm. Stanovisko B | 6,0 |
| | | | prm. Stanovisko C | 0,9 |
| čerpacia stanica u Mosnákov | Podkylava | 4,9 | prm. Mosnáci | 4,9 |
| Vítek | Chtelnica | 13,0 | prm. Vítek | 13,0 |
| Spod Javora | Prašník-Pustá Ves | 8,7 | prm. Spod javora | 8,7 |
| Dechtice | Dechtice | 164,0 | vrt De-11 | cca 48 |
| | | | vrt De-8 | cca 96 |
| | | | vrt De-9 | cca 10 |
| | | | vrt De-10 | cca 10 |
| Dobrá Voda | Dobrá Voda | cca 90 | prm. Hlávka | cca 20 |
| | | | prm. Pod Mariášom | cca 70 |
| úpravovňa vody Osuské | Osuské | cca 35,0 | prm. Rásnik | cca 20,0 |
| | | | prm. Tri mlynky | Σ cca 15,0 |
| | | | prm. Okience-Zvarová | |
| | | | prm. Nad JRD Hradište p. V. | |
| Čierne Blato | Brezová pod Bradlom — Baranecký potok | 6,0 | vrt HVB-1 | 6,0 |

$\Sigma = 401{,}01.s^{-1}$

ných vôd do povrchových tokov alebo straty povrchových vôd, spôsobené napájaním okolitých zvodnených vrstiev. K stratám prietoku väčším ako 51.s$^{-1}$ dochádza iba na dvoch lokalitách Brezovských Karpát (dolný tok Krupského potoka, stredný tok Blavy), v ostatných častiach pohoria sú povrchové toky skôr napájané do nich prestupujúcimi podzemnými vodami. Celkove bolo v Brezovských Karpatoch zistené a prípadne opakovaným meraním potvrdené prestupujúce množstvo 178—2161.s$^{-1}$ — okrem dechtického prameniska a potoka Brezová; spolu s nimi dostávame hodnotu až 489—5861.s$^{-1}$. V ďalšom texte uvádzame ich prehľad na jednotlivých vodných tokoch územia. Poloha profilov je uvedená v mape dokumentačných bodov, prietoky sú uvedené v prílohe tejto mapy.

Blava

Na hlavnom toku Blavy sú zaznamenané najvýznamnejšie prestupy podzemných vôd v celých Brezovských Karpatoch. Ide hlavne o dve oblasti — v najvyššej časti toku v súvislosti s genézou prameňa Pod Mariášom a v najnižšej časti v oblasti prameniska v Dechticiach. V dolinke pod prameňom Pod Mariášom boli zistené prestupy do koryta Blavy až po severozápadný okraj obce Dobrá Voda v r. 1987 v objeme 63,391.s$^{-1}$ (37,13 + 26,261.s$^{-1}$) a v r. 1988 56,631.s$^{-1}$ (30,80 + 25,831.s$^{-1}$). Tieto prírastky pripisujeme rovnomernému výstupu vôd po zvodnenom poruchovom systéme, prechádzajúcom osou dolinky.

Prírastok prietoku Blavy, spôsobený prestupom vôd karbonátového mezozoika do kvartérnych náplavov, rybníčkov i priamo do koryta potoka v oblasti Dechtíc, kolíše v závislosti od využívania vodného zdroja a je dokumentovaný v tab. 4 a 5. Priemer za roky 1987—1988 (6 meraní) bol 2361.s$^{-1}$ pri priemernom odbere 1501.s$^{-1}$, pri zvýšení odberného množstva o cca 701.s$^{-1}$ klesol priemerný prestup v r. 1989 (3 merania) na 177,51.s$^{-1}$.

Zaujímavé sú aj straty prietoku o 12,6 a 6,71.s$^{-1}$ v území medzi kameňolomom a obcou Dechtice, nakoľko však ich veľkosť spadá do intervalu 5 % chyby merania, neboli ďalej skúmané, podobne ako prírastok 6,61.s$^{-1}$ j. od Dobrej Vody.

Prekvapujúco vysoký prietok 23,371.s$^{-1}$ na menšom pravostrannom prítoku Blavy (Ľahký kameň, s. od kóty 472 Kopec) nebol v ďalšej sezóne potvrdený až v takej veľkosti, avšak 15,871.s$^{-1}$ z takého malého povodia svedčí o významnejšom sústredení podzemného odtoku v tejto oblasti, pričom bol zaznamenaný skrytý prestup 6,241.s$^{-1}$. Na ľavom prítoku Blavy, odvodňujúcom východnú časť Dobrovodskej kotliny (Suchá Blava), sme namerali prestupy 5,281.s$^{-1}$ a 7,421.s$^{-1}$ na jej strednom, respektíve dolnom doku.

Vítek (Chtelnická dolina)

Počas hydrometrovacích prác bol identifikovaný skrytý prestup 9,381.s$^{-1}$ v oblasti pod prameňom Vítek. V nasledujúcej sezóne bol potvrdený (8,591.s$^{-1}$), avšak s prihliadnutím na prietok na zahusťujúcom profile treba konštatovať, že ide o rovnomerné rozdelenie prestupu a bez ďalších meraní, prípadne termometrie, nie je možné určiť, či ide o výstup tej istej vody, ktorá vyteká v prameni Vítek po zvodnenej tektonickej línii, alebo o drenáž dolomitického komplexu, vystupujúceho pozdĺž ľavého potoka.

Podobne boli dvakrát preverené prírastky prietoku ľavostranného prítoku do priehradnej nádrže (10,411.s$^{-1}$ a 7,771.s$^{-1}$) a v oblasti tesne nad severným okrajom Chtelnice (15,711.s$^{-1}$ a 8,821.s$^{-1}$). Oba prírastky pripisujeme odvodňovaniu dolomitov, respektíve jurských vápencov, ktoré v daných oblastiach vystupujú.

## Menšie povrchové toky na juhovýchodných svahoch Brezovských Karpát

Na potokoch nad Trstínom (pod osadou Rosuchov), Krupskom potoku, Dubovskom potoku, potoku Vrbové, potoku Lopašovka, výtokoch z dolín Lančára a Kočína, Šteruskom a Cintorínskom potoku pri Vrbovom neboli hydrometrovaním zistené žiadne významnejšie prestupy podzemných vôd do ich koryta a samotný odtok v týchto potôčikoch nie je veľký. Najviac vody odvádza Krupský potok, kde boli zistené dva menšie prírastky, 4,14 a 4,45 $l.s^{-1}$ na strednom a dolnom toku, z ktorých však jeden môže byť kompenzovaný stratou 5,79 $l.s^{-1}$ prietokového množstva v priestore medzi nimi (napájanie a odvodňovanie náplavov). Nemožno však vylúčiť ani drenáž okrajovým zlomom, ktorý by mal prechádzať v týchto miestach a na ktorom boli 3,5 km západnejšie, v trstínskom kameňolome, odkryté zvodnené krasové pukliny (E. KULLMAN, 1982, 1984).

## Holeška — Pustoveský potok

Na potoku Holeška a jeho prítoku Pustoveský potok bol zistený prestup podzemných vôd do Holešky v oblasti medzi čerpacou stanicou Chrenkech jarek a východným okrajom kameňolomu. Časť zo sumárneho prestupu 30,11 $l.s^{-1}$ (21,21 $l.s^{-1}$ nad prameňom a 8,91 $l.s^{-1}$ pod prameňmi) bola v oblasti nad prameňmi ešte raz preverená s výsledkom 17,91 $l.s^{-1}$.

Prestup bol popísaný už M. LIPOVSKOU (1986) a bol sledovaný počas dlhodobej čerpacej skúšky na vodnom zdroji Fajnory-Prašník. Dlhodobým čerpaním vody z vrtov HPF-1 až 6 zanikol tok Holešky až po kameňolom, takže k prestupu podzemných vôd dochádza len v čase, keď vodný zdroj nie je naplno využívaný.

Na nižších úsekoch Holešky, po prítok z Krajného, nedochádza k výraznejším prestupom podzemných vôd a k následným zvýšeniam prietoku. V oblasti Prašníka a pod ním nebola Holeška premeriavaná z technických dôvodov (bahnité dno, vodná nádrž Čerenec).

## Potok Brezová

Na potoku Brezová sa hydrometrickými prácami podarilo presnejšie overiť a lokalizovať len prírastky prietoku na hornej časti toku a v prítoku Brezovej — Baraneckom potoku. Na Baraneckom potoku sa pri prvom meraní zistil prírastok prietoku 16,21 $l.s^{-1}$ v oblasti nad jeho ústím do Brezovej, pri druhom meraní sa tu zistilo len 7,91 $l.s^{-1}$, avšak na vyššom úseku pod vodárňou Čierne blato prestupovalo tentoraz 7,31 $l.s^{-1}$ (predtým 3,81 $l.s^{-1}$). Na oboch úsekoch ide o dotáciu podzemnými vodami, cirkulujúcimi v horninovom prostredí hlavného dolomitu. Na hlavnom toku Brezovej, v oblasti j. od kóty 370 Ostrež, bol zistený prestup 31,41 $l.s^{-1}$, avšak chýbajú ďalšie presné lokalizácie z celkového prírastku prietoku o 133,51 $l.s^{-1}$ medzi Brezovou pod Bradlom a osadou Rásnik (Osuské), zisteného pri minimálnych stavoch v júni 1989. Do tohto množstva je snáď možné včleniť prírastok 36,91 $l.s^{-1}$ medzi Hradišťom pod Vrátnom a Rásnikom, nameraný pri vysokom vodnom stave Brezovej, avšak v budúcnosti bude potrebné presnejšie lokalizovať a kvantifikovať skryté prestupy podzemných vôd do Brezovej pomocou zahustených hydrometrických i termometrických meraní pri minimálnych prietokových množstvách.

Hodonský potok

V oblasti prameňa Hodoňova studňa prestupuje do Hodonského potoka z neogénnych jablonických zlepencov najmenej 151. $s^{-1}$ podzemnej vody. Prvá sezóna meraní priniesla na profiloch v oblasti prameňa prírastky 7,3 a 18,81. $s^{-1}$ vo vlhkom období, o rok neskôr to bolo 12,1 a 7,61. $s^{-1}$. Zaujímavosťou je aj výtok vody z jablonického tunela 4,71. $s^{-1}$.

Potok Raková

Na druhej strane jablonického tunela napája potok Raková 5,41. $s^{-1}$ vody, čo spolu dáva cca 101. $s^{-1}$ pri celkovej dĺžke trasy tunela 900 m. Svedčí o pomerne dobrom zvodnení jablonických zlepencov, v ktorých je tunel razený.

Inak je prietok Rakovej v oblasti medzi železničnou stanicou Buková a starým trstínskym kameňolomom zväčšený o 15,31. $s^{-1}$ (6,1 + 9,21. $s^{-1}$) vody, vystupujúcej z dolomitov hydrogeologickej štruktúry medzi Rohožníkom, Trstínom a Prievalmi. Z jablonických zlepencov, ktoré budujú väčšinu plochy povodia, prestupuje do potoka Raková v oblasti v. od tunela ešte 5,11. $s^{-1}$.

**Orientačná hydrologická bilancia**

Na rozdiel od severnejšie položenej hydrogeologickej štruktúry mezozoika Čachtických Karpát nie sú Brezovské Karpaty dotované vodou povrchových tokov, pritekajúcich zo susedných oblastí. Expedičné hydrometrovacie práce nezistili nijaké straty prietoku Brezovského potoka (Brezovej) na hraniciach štruktúry. Ostatné povrchové toky pramenia vo vnútri Brezovských Karpát, no dokonca ani na nich neboli zaznamenané žiadne významné straty prietokových množstiev (dôležité najmä v posudzovaní vzťahu čiastkových hydrogeologických štruktúr Klenovej a Plešivej hory).

Prvé orientačné bilančné zhodnotenie vykonal v minulosti E. KULLMAN (1975, 1987). Metódou analógie s hydrogeologickou štruktúrou triasových vápencov a dolomitov krížňanského príkrovu Pezinských Karpát pre rok 1957 zistil v skupine Vrátna (dnes čiastková hydrogeologická štruktúra Klenovej) deficit špecifického odtoku podzemných vôd 4,5—5,61. $s^{-1}$. $km^{-2}$, teda 315—3921. $s^{-1}$ pri celkovej ploche štruktúry 72 $km^2$ (62 $km^2$ mezozoických členov a 10 $km^2$ spolupôsobiacich neogénnych zlepencov). Zistený deficit bol prisúdený skrytému prestupu podzemných vôd popod Dobrovodskú kotlinu do dechtickej kryhy (čiastková hydrogeologická štruktúra Plešivej hory). Aj tu vystupovalo v dechtickom pramenisku 425—4501. $s^{-1}$ podzemných vôd do alúvia Blavy, čo tvorí pri ploche dechtickej kryhy 36 $km^2$ a jej analogickým porovnaním so štruktúrou krížňanského príkrovu Malých Karpát prebytok 250—3001. $s^{-1}$. Navyše E. KULLMAN (1987) uvádza možnosť dotácie dechtického prameniska podzemnými vodami mezozoika štruktúry chočského príkrovu medzi Rohožníkom, Prievalmi a Trstínom v množstve niekoľkých desiatok 1. $s^{-1}$ (deficit cca 801. $s^{-1}$ z tejto štruktúry, skrytý prestup po okrajovom zlome, čiastočne overený vrtom TH-1 Trstín — E. KULLMAN, 1984).

Naša hydrologická bilancia, vykonaná pre hydrologický rok 1988, má iba orientačný charakter. Absenciu merných prahov na povrchových tokoch sme nahradili expedičnými hydrometrickými meraniami, chýbajú i sústavné merania zachytených a využívaných prameňov a režimové sledovania hladín podzemných vôd vápencov a dolomitov vo vrtoch. V ďalšom texte uvádzame bilančné hodnotenie najprv samotných vápencov — dolomitických komplexov mezozoika a potom celého pohoria spolu s kriedovými a neogénnymi sedimentárnymi horninami.

*Spoločná hydrologická bilancia čiastkových hydrogeologických štruktúr Klenovej a Plešivej hory pre hydrologický rok 1988*

Vzhľadom na uvedené prepojenie oboch štruktúr sme uskutočnili ich spoločné hydrologické bilančné hodnotenie. Sumárna plošná rozloha vápencov a dolomitov Brezovských Karpát je 97,4 $km^2$ (60,7 $km^2$ + 36,7 $km^2$), ich priemerná nadmorská výška je 344,0 m n. m., čo znamená, že patria medzi najnižšie položené krasovo-puklinové hydrogeologické štruktúry na Slovensku. Pri ich hodnotení vychádzame z nasledovnej bilančnej rovnice: $Z + P_i = O_{podz} + O_{prest} + R + (E + O_{skr})$. Zmysel jednotlivých členov a spôsob ich stanovenia je uvedený v ďalšom texte.

Z — Zrážky

Ako podklad pre úhrn zrážok vstupujúcich v hydrologickom roku 1988 slúžila mapa izohyet, vypracovaná na tento účel pracovníkmi SHMÚ Bratislava. Priemerný ročný úhrn zrážok, ktoré vtedy spadli na obe štruktúry, bol 691,1 mm.

$P_i$ — Dopĺňanie podzemných vôd infiltráciou z povrchových tokov

Ako sme v úvode kapitoly spomenuli, možno považovať tento člen bilančnej rovnice za rovný nule — podzemné vody karbonátových štruktúr sa dopĺňajú iba zo zrážok.

$O_{podz}$ — Odbery a výstupy podzemných vôd

Odbery podzemných vôd, uvedené v tab. 6, boli zisťované v čase od 22. 5. do 10. 6. 1989, teda v období mimo bilančne hodnoteného roku a sú zaťažené nepresnosťami, spôsobenými poklesom hladín podzemných vôd od zimy až do júna 1989. Preto je možné považovať priemerne sumárne odberané množstvo 401,0 $l.s^{-1}$ za mierne podhodnotené. Vzhľadom na to, že odber z dechtického prameniska, a najmä z prameňov Hlávka a Pod Mariášom nie je technicky možné zisťovať, narábame so sumou odberov ako so skutočne orientačnou hodnotou.

Pri stanovení výstupov podzemných vôd vychádzame z expedičných hydrometrovaní v suchom období 22.—23. 6. 1989. Pretože sa na viacerých vodných tokoch (Blava, Vítek, Holeška) nedali odlíšiť vody karbonátov od vôd vystupujúcich z neogénnych a kriedových sedimentov, použili sme metódu odčítania analogického množstva odtoku z kriedy a neogénu podľa ich plochy v týchto povodiach. Ako základ slúžil špecifický odtok z povodí tvorených výlučne kriedovými a neogénnymi horninami — pozri tab. 7.

Priemerný špecifický odtok bol v tomto období 1,64 $l.s^{-1}.km^{-2}$, čo je pomerne malá hodnota. Vzhľadom na to, že hydrometrovacie práce prebiehali v júni 1989 a bilančne bol hodnotený hydrologický rok 1988, bolo potrebné upraviť zistené okamžité hodnoty odtoku na priemerné hodnoty odtoku v roku 1988. Keďže v roku 1988 boli pracovníkmi GÚDŠ režimovo sledované štyri pramene v Brezovských Karpatoch, využili sme porovnanie ich priemerných výdatností v hydrologickom roku 1988 s hodnotami zistenými 22.—23. 6. 1989 (pozri tab. 8).

Priemerný vzťah výdatnosti týchto prameňov z 22.—23. 6. 1989 k dlhodobému priemeru za hydrologický rok 1988 je 65,2 % hodnoty tohto priemeru. Z hydrologického hľadiska môže byť veľkosť celkového odtoku, vypočítaná pomocou zmien výdatností prameňov, ovplyvnená časovým oneskorením zmien ich výdatnosti v závislosti na klimatických faktoroch. Z tohto dôvodu sme porovnávali aj prietoky v dňoch 22.—23. 6. 1989

na najbližšie režimovo pozorovanom povrchovom toku Jablonka v Čachticiach s priemerným prietokom v hydrologickom roku 1988 — 10751.$s^{-1}$. Zistené výsledky

20. 6. 1989 — 4201.$s^{-1}$ (39,07 % celoročného priemeru 1988)
21. 6. 1989 — 4201.$s^{-1}$ (39,07 % "
22. 6. 1989 — 4211.$s^{-1}$ (39,16 % "
23. 6. 1989 — 6621.$s^{-1}$ (61,58 % "
24. 6. 1989 — 7191.$s^{-1}$ (66,88 % "
25. 6. 1989 — 6011.$s^{-1}$ (55,91 % "
26. 6. 1989 — 4491.$s^{-1}$ (41,77 % "

svedčia o tom, že 23. 6. 1989 zasiahla povodie menšia dažďová vlna, napriek tomu bola veľkosť prietokov značne pod celoročným priemerom. V dňoch 22.—23. 6. 1989 to bolo priemerne iba 50,33 % z priemerného prietoku v hydrologickom roku 1988. To znamená, že výsledky hydrometrických meraní odtoku z Brezovských Karpát v tomto období by bolo potrebné zdvojnásobiť, aby sme dostali hodnotu priemerného odtoku z tohto pohoria v r. 1988. Ako uvidíme neskôr, získali by sme potom z bilančnej rovnice ešte

Tab. 7 Stanovenie špecifického odtoku z horninového prostredia neogénnych a vrchnokriedových sedimentov počas meraní pre bilančné zhodnotenie odtoku 22.—23. 6. 1989

| Názov toku | Potok Raková* | Hodonský potok | Krupský potok | Cintorínsky potok |
|---|---|---|---|---|
| plocha povodia ($km^2$) | 12,291 | 11,900 | 11,068 | 3,700 |
| prietok ($l.s^{-1}$) | 23,06 | 22,69 | 16,55 | 4,77 |
| špecifický odtok ($l.s^{-1}.km^{-2}$) | 1,88 | 1,91 | 1,50 | 1,29 |

* od prietoku potoka Raková bolo odrátaných 15,31.$s^{-1}$ vody prestupujúcej z mezozoických štruktúr, ktoré boli zistené predchádzajúcimi hydrometrovaniami

Tab. 8 Porovnanie priemernej výdatnosti vybraných prameňov Brezovských Karpát s okamžitou hodnotou v dňoch 22.—23. 6. 1989

| Prameň | Stušková (Jablonica) | Tri mlynky (Hradište p. Vrátnom) | Spod javora (Pustá Ves) | Vítek (Chtelnica) |
|---|---|---|---|---|
| priemerná výdatnosť v hydrologickom roku 1988 ($l.s^{-1}$) | 8,33 | 11,90 | 13,27 | 18,60 |
| výdatnosť 22.—23. 6. 1989 | 4,88 | 8,25 | 8,41 | 12,9 |
| pomer výdatnosti k priemeru z roku 1988 (v %) | 58,6 | 69,3 | 63,4 | 69,4 |

menšie a nepravdepodobnejšie hodnoty evapotranspirácie, než sú v tabuľke 10. Z tohto dôvodu, ako aj z rozdielnosti v geologickej stavbe Brezovských Karpát (prevažne karbonátové horniny s ustálenejším obehom vôd) a povodia Jablonky (prevaha pieskovcov a ílovcov s väčšou rozkolísanosťou prietokov), sme v prepočte uprednostnili hodnotu 65,2 %, získanú na základe porovnania výdatností prameňov. Hodnoty odtoku, zistené hydrometrovaním v tomto období, bude treba na účely bilancie upraviť o túto hodnotu. Celkove bol odtok z karbonátov na základe hydrometrovaní v júni 1989 vyčíslený na 413,96 l.s$^{-1}$, po úprave bol, ako priemerná hodnota pre rok 1988, zaznačený v objeme 634,91.s$^{-1}$. Člen bilančnej rovnice teda pozostáva z odberaného množstva 401,01.s$^{-1}$ a odtekajúceho množstva 634,91.s$^{-1}$ (spolu 1036,51.s$^{-1}$).

$O_{prest}$ — Významný dokumentovaný prestup podzemných vôd do povrchových tokov

Nakoľko k prestupom podzemných vôd do povrchových tokov dochádza ešte pred hranicami bilancovaných štruktúr, sú tieto hodnoty obsiahnuté v člene $O_{podz}$ a člen bilančnej rovnice (1) $O_{prest}$ považujeme za rovný nule.

R — Zmena zásob podzemných vôd

Keďže chýbali pozorovania hladín podzemných vôd vo vnútri štruktúr, výpočet zmeny zásob sme vykonali na základe vstupných a výstupných výdatností prameňov Stušková, Tri mlynky, Spod javora a Vítek. V priemere poklesli o 12,17 % — zmene zásob podzemných vôd môžeme teda priradiť záporné znamienko. Pri stanovení veľkosti zmeny vychádzame z faktov, uvedených v tab. 9.

Ak teda uvažujeme o odtoku na začiatku hydrologického roku 1988 vo veľkosti 621,871.s$^{-1}$ a na konci 558,231.s$^{-1}$, je zmena zásob −63,641.s$^{-1}$ a pri prepočítaní na plochu 97,4 km$^2$ ju možno vyjadriť výškou vodného stĺpca ako −20,5 mm, čo by pri priemernej zásobnosti karbonátov 1—2 % znamenalo pokles hladín vo vrtoch o cca 1,02 —2,04 m.

Tab. 9 Údaje pre stanovenie veľkosti zmien zásob podzemných vôd

| Dátum | Prameň Stušková (Jablonica) | Prameň Tri mlynky (Hradište p. V.) | Prameň Spod javora (Pustá Ves) | Prameň Vítek (Chtelnica) | Priemerné prekročenie | Celkový odtok * upravený (l.s$^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 22.—23. 6. 1989 | 4,88 | 8,25 | 8,41 | 12,9 | 0 % | 413,96 |
| | 100 % | 100 % | 100 % | 100 % | | |
| 5. 11. 1987 | 8,09 | 12,43 | 13,05 | 16,67 | 50,23 % | * 621,87 |
| | 165,8 % | 150,7 % | 155,2 % | 129,2 % | | |
| 8. 11. 1988 | 6,32 | 11,24 | 13,05 | 13,80 | 34,85 % | * 558,23 |
| | 141,0 % | 136,2 % | 155,2 % | 107,0 % | | |

Ostatné členy bilančnej rovnice (1) — evapotranspiráciu E a skrytý prestup do susedných hydrogeologických štruktúr $O_{skr}$ — nie je možné priamo vyčísliť a ich sumárna hodnota vystupuje ako neznáma ($E + O_{skr}$), v ktorej je obsiahnutá aj chyba výpočtu. Po dosadení konkrétnych hodnôt dostáva bilančná rovnica pre hydrologický rok 1988 v mm tvar:

$$691{,}1 + 0 = 129{,}8 + 205{,}5 + 0 - 20{,}5 + (E + O_{skr})$$

a v $l.s^{-1}$:

$$2135{,}3 + 0 = 401{,}0 + 634{,}9 + 0 - 63{,}64 + (E + O_{skr})$$
$$(E + O_{skr}) = 2135{,}3 - (401{,}0 + 634{,}9 - 63{,}64)$$
$$(E + O_{skr}) = 1163{,}03\ l.s^{-1} = 376{,}4\ mm.$$

Podľa tejto bilančnej rovnice vychádza teda suma evapotranspirácie a skrytého odtoku prekvapivo malá. Znamená to, že odtok zo štruktúry je väčší, než sú jeho potenciálne dotácie zo zrážok. Na porovnanie uvádzame v tabuľke 10 vzťahy pre zrážky Z, efektívne zrážky $O_z$, evapotranspiráciu $E_b$, priemernú nadmorskú výšku H a priemerný špecifický odtok q, empiricky zistené na piatich karbonátových štruktúrach Slovenska, respektíve štruktúre krížňanského príkrovu Pezinských Karpát (E. KULLMAN, 1989). Z tabuľky 10 takisto vyplýva, že z územia karbonátových štruktúr odteká pravdepodobne viac vody, než do nich zrážkami infiltruje. V priemere tu ide o nadbytok cca $359\ l.s^{-1}$ (stanovený kombináciou viacerých rovníc (2), (3) a (5) z tab. 10). Príčiny tohto nadmerného odtoku môžeme hľadať buď v dotáciách z okolitých hydrogeologických štruktúr, alebo v hydraulickom zapojení okolitých horninových komplexov (vrchnej kriedy a neogénu) do obehu vôd v karbonátových štruktúrach.

V mezozoiku Čachtických Karpát bol bilančne vyčíslený skrytý prestup do okolitých štruktúr (E. KULLMAN et al., 1988) s veľkosťou $175{,}41.s^{-1}$, avšak slabo priepustné jurské horniny na S Brezovských Karpát zrejme čiastočne prestupu bránia. Pravdepodobnejšia je dotácia skrytým prestupom z J — zo štruktúry mezozoických hornín medzi Rohožníkom, Prievalmi a Trstínom, ktorú E. KULLMAN (1965, 1974, 1968) vyčíslil na $801.s^{-1}$ a neskôr bola sčasti overená vrtom TH-1 Trstín (čerpalo sa až $55{,}91.s^{-1}$, avšak čiastočne z akumulovaných zásob) a zrejme smeruje k dechtickému prameniskú.

Hlavnú príčinu nadbytku podzemného odtoku z karbonátových štruktúr však treba hľadať v drénovaní nadložných kriedových a neogénnych hornín podložnými karbonátmi. Vyplýva to z dobrého zvodnenia týchto hornín (vrty, výtok z jablonického tunela) a zároveň z veľmi malého špecifického odtoku z povodí nimi budovaných (pozri tab. 7). Navyše, ak do bilančnej rovnice pre hydrologický rok 1988 dosadíme hodnoty, vzťahujúce sa na celé územie Brezovských Karpát s plochou $193{,}25\ km^2$ (Z = 694,8 mm, odbery = $401{,}61.s^{-1}$, odtok = $802{,}41.s^{-1}$, $O_{podz} = 401{,}6 + 802{,}4 = 1204{,}01.s^{-1} =$ = 196,4 mm, R = −15,6 mm), dostaneme hodnotu ($E + O_{skr}$) = 514,0 mm a špecifický odtok $5{,}741.s^{-1}.km^{-2}$, čo je pri priemernej nadmorskej výške oblasti 318,1 m n. m. o $0{,}641.s^{-1}$menej než očakávaná hodnota z empirickej rovnice (5). Predpokladáme, že hydrofyzikálne vlastnosti valchovských zlepencov, baraneckých pieskovcov, egenburských zlepencov a jablonických zlepencov, na ktoré sa predpoklad drenáže podložnými karbonátmi vzťahuje, sú menej priaznivé než u vápencov a dolomitov, čo sa prejaví aj na znížení špecifického odtoku z oblasti oproti očakávanému. Hodnota $5{,}741.s^{-1}$je však stále vysokou hodnotou, svedčiacou o veľkom hydrogeologickom význame Brezovských Karpát.

Tab. 10 Porovnanie členov bilančnej rovnice empiricky vypočítaných podľa E. KULLMANA (1989) so zistenými hodnotami pre územie karbonátových štruktúr Brezovských Karpát v hydrologickom roku 1988

Z — zrážky, $O_z$ — efektívne zrážky, $E_b$ — evapotranspirácia, H — priemerná nadmorská výška, q — priemerný špecifický odtok

| Číslo rovnice | Empirický vzťah | Vstupné hodnoty | Vypočítaná hodnota | Zistená hodnota | Poznámka |
|---|---|---|---|---|---|
| 2 | $Z = 2{,}60598 . O_z + 218{,}1$* | Z = 691,1 mm | $O_z$ = 181,5 mm | $O_z$ = 314,8 mm | |
| 3 | $Z = 1{,}34894 . E_b + 29{,}584$* | Z = 691,1 mm | $E_b$ = 490,3 mm | $(E + O_{skr})$ = 376,4 mm | |
| 4 | $E_b = 769{,}5 - 0{,}2206$ H | H = 344 m n. m. | $E_b$ = 693,6 mm | $(E + O_{skr})$ = 376,4 mm | pravdepodobne už za hranicou platnosti korelač. vzťahu |
| 5 | q = 0,0141 H + 1,9016 | H = 344 m n. m. | q = 6,751 . $s^{-1}$ . $km^{-2}$ | q = 9,981 . $s^{-1}$ . $km^{-2}$ | |

* platí pre hydrogeologickú štruktúru krížňanského príkrovu Pezinských Karpát

Tab. 11 Prognózne prírodné zdroje podzemných vôd karbonátov Brezovských Karpát (stanovené na základe orientačnej hydrologickej bilancie pre rok 1988)

| | |
|---|---|
| Odbery podzemných vôd | 401,0 l . $s^{-1}$ |
| Odtok podzemných vôd z prameňov a skrytých prestupov do povrchových tokov | 802,4 l . $s^{-1}$ |
| Zmenšenie zásob podzemných vôd v hydrogeologickej šruktúre | −95,4 l . $s^{-1}$ |
| (spolu) Σ = | 1 108,0 l . $s^{-1}$ |

## Prognózne využiteľné množstvá podzemných vôd karbonátov Brezovských Karpát

Na základe výsledkov výskumu GÚDŠ bola veľkosť prognóznych prírodných zdrojov podzemných vôd karbonátov Brezovských Karpát stanovená na 1108,01. $s^{-1}$. Ich skladba je vyjadrená v tab. 11.

Z 802,41. $s^{-1}$ odtekajúcich podzemných vôd je možné rátať s 356,41. $s^{-1}$ prognózne využiteľnými zdrojmi, ktoré sú bližšie popísané v tab. 12. Prehľad využívaných zdrojov je uvedený v tab. 6. Zvyšných 446,01. $s^{-1}$ odtekajúcich podzemných vôd ostáva na úrovni bližšie neovereného prognózneho množstva, ktoré bude treba preveriť najmä na toku Brezovej v oblasti Osuské—Brezová pod Bradlom.

Tab. 12 Prognózne využiteľné zdroje podzemných vôd karbonátov Brezovských Karpát

| | |
|---|---|
| pramenisko Dechtice | 177,5 1. $s^{-1}$ |
| Dobrá Voda — oblasť Pod Mariášom | 60,0 1. $s^{-1}$ |
| Hodonský potok pri Hodoňovej studni | 15,0 1. $s^{-1}$ |
| potok Raková, 2 km s. od Trstína | 15,3 1. $s^{-1}$ |
| Chtelnická dolina — oblasť prameňa Vítek | 9,0 1. $s^{-1}$ |
| Chtelnická dolina — 0,5 km sz. od Chtelnice | 9,1 1. $s^{-1}$ |
| Chtelnická dolina — prítok vodnej nádrže | 7,5 1. $s^{-1}$ |
| Fajnory — Prašník | 25,0 1. $s^{-1}$ |
| Baranecký potok — Brezová p. Bradlom | 8,0 1. $s^{-1}$ |
| Brezová — oblasť Hradišťa pod Vrátnom | 30,0 1. $s^{-1}$ |
| Spolu: | 356,41. $s^{-1}$ |

## Hydrogeochemické pomery

Pri hodnotení hydrogeochemických pomerov Brezovských Karpát vyčleňujeme tri skupiny podzemných vôd:

### a) podzemné vody karbonátov mezozoika

Predstavujú typické karbonátogénne vody (v zmysle genetickej klasifikácie S. GAZDU, 1974). Ich minerálny obsah sa tvorí hlavne v dôsledku rozpúšťania vápencov a dolomitov.

### b) podzemné vody neogénu

Ide v podstate o vody, ktoré sa mineralizujú hlavne v prostredí neogénnych jablonických zlepencov. Vychádzajúc z hydrogeologických pomerov, ale i z praktických dôvodov, sem zaraďujeme i podzemné vody vrchnokriedových baraneckých pieskovcov (ako aj málo významných pieskovcov a slieňovcov Hurbanovskej doliny). Podzemné vody jablonických zlepencov, ktoré jediné majú praktický význam, predstavujú prechodný silikátovo-karbonátogénny podtyp petrogénnych vôd. Na tvorbe ich chemického zloženia sa okrem rozpúšťania karbonátov podieľa i hydrolýza silikátových minerálov (horninové prostredie predstavujú zlepence s exotickým materiálom, slieňovce a vápnité pieskovce).

Tab. 13 Základná charakteristika chemického zloženia vôd

| Súbor | Para-meter | pH | Min. | Na | K | Mg | Ca | Mn | Fe | $SiO_2$ | Mg/Ca |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Kvartér studne a vrty | x | 7,10 | 912,0 | 43,1 | 11,9 | 33,7 | 130,1 | 0,020 | 3,30 | 12,5 | 0,58 |
| | min. | 6,60 | 576,3 | 7,5 | 1,2 | 6,6 | 7,8 | 0,000 | 0,00 | 5,6 | 0,18 |
| | max. | 7,50 | 1656,2 | 177 | 65,2 | 68,7 | 268,6 | 0,140 | 26,80 | 24,4 | 1,39 |
| | n | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 9 | 10 | 11 | 11 |
| Neogén studne a vrty | x | 7,15 | 894,9 | 21,7 | 10,9 | 39,3 | 141,2 | 0,074 | 0,89 | 10,1 | 0,49 |
| | min. | 6,80 | 619,9 | 4,8 | 0,4 | 12,2 | 75,9 | 0,000 | 0,049 | < 0,1 | 0,13 |
| | max. | 7,50 | 1492,9 | 56,7 | 37,8 | 81,5 | 219,0 | 0,620 | 4,55 | 17,9 | 0,79 |
| | n | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Neogén pramene | x | 7,50 | 628,3 | 3,9 | 0,70 | 29,6 | 104,6 | 0,007 | 0,21 | 13.5 | 0,47 |
| | min. | 7,40 | 484,3 | 1,8 | 0,50 | 22,9 | 78,4 | 0,001 | 0,018 | 11,1 | 0,31 |
| | max. | 7,60 | 808,9 | 8,2 | 1,10 | 49,8 | 122,9 | 0,019 | 0,37 | 18,8 | 0,67 |
| | n | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| Karbonáty mezozoika pramene | x | 7,40 | 550,7 | 2,00 | 1,00 | 35,1 | 84,1 | 0,002 | 0,036 | 5,8 | 0,72 |
| | min. | 7,00 | 480,1 | 0,60 | 0,10 | 16,8 | 62,9 | 0,000 | 0,000 | 1,4 | 0,27 |
| | max. | 7,95 | 731,6 | 7,20 | 5,20 | 41,3 | 130,1 | 0,01 | 0,16 | 13,6 | 0,90 |
| | n | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 | 10 | 19 |
| Karbonáty mezozoika vrty | x | 7,30 | 685,5 | 5,1 | 0,90 | 31,3 | 117,2 | 0,098 | 0,14 | 7,6 | 0,54 |
| | min. | 6,80 | 516,6 | 0,6 | 0,50 | 14,8 | 73,8 | 0,000 | 0,01 | < 0,1 | 0,14 |
| | max. | 7,75 | 959,3 | 11,3 | 2,00 | 42,1 | 206,0 | 0,50 | 0,48 | 30,0 | 0,86 |
| | n | 7 | 7 | 7 | 7 | 7 | 7 | 6 | 6 | 7 | 7 |

pokračovanie tab. 13

| Súbor | Parameter | Cl | $NO_3$ | $HPO_4$ | $SO_4$ | $HCO_3$ | S1 | S2 ($SO_4$) | A2 | $SO_4$/M |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Kvartér studne a vrty | x | 55,2 | 60,2 | 0,11 | 99,7 | 458,4 | 11,90 | 14,77 | 59,13 | 0,083 |
| | min. | 8,8 | 1,6 | 0,00 | 17,2 | 357,5 | 0,26 | 0,00 | 9,48 | 0,018 |
| | max. | 205,8 | 236,0 | 0,60 | 291,0 | 671,8 | 25,83 | 29,34 | 88,39 | 0,165 |
| | n | 11 | 11 | 9 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 |
| Neogén studne a vrty | x | 40,2 | 62,1 | 0,05 | 93,9 | 477,7 | 9,99 | 15,67 | 67,70 | 0,084 |
| | min. | 2,7 | 0,4 | 0,00 | 44,4 | 408,8 | 2,72 | 8,56 | 53,42 | 0,059 |
| | max. | 105,5 | 229,0 | 0,27 | 137,1 | 662,7 | 18,10 | 23,33 | 87,53 | 0,116 |
| | n | 10 | 9 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Neogén pramene | x | 13,3 | 25,9 | 0,00 | 46,9 | 388,9 | 2,39 | 11,73 | 79,10 | 0,059 |
| | min. | 4,2 | 3,2 | 0,00 | 31,1 | 302,0 | 1,14 | 8,53 | 63,79 | 0,043 |
| | max. | 43,5 | 72,0 | 0,00 | 74,5 | 425,3 | 3,50 | 16,29 | 87,31 | 0,081 |
| | n | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| Karbonáty mezozoika pramene | x | 6,3 | 7,1 | 0,03 | 33,8 | 374,6 | 1,55 | 9,43 | 83,45 | 0,047 |
| | min. | 1,4 | 0,8 | 0,00 | 9,1 | 318,9 | 0,49 | 2,51 | 21,69 | 0,010 |
| | max. | 22,5 | 25,7 | 0,02 | 125,8 | 426,2 | 4,4 | 27,23 | 96,1 | 0,135 |
| | n | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 |
| Karbonáty mezozoika vrty | x | 22,4 | 25,6 | 0,12 | 41,3 | 435,3 | 2,69 | 8,79 | 81,45 | 0,044 |
| | min. | 0,7 | 1,6 | 0,00 | 2,1 | 360,0 | 0,74 | 0,62 | 60,94 | 0,003 |
| | max. | 66,0 | 74,5 | 0,03 | 83,3 | 512,6 | 6,35 | 17,11 | 98,64 | 0,084 |
| | n | 7 | 7 | 6 | 7 | 7 | 7 | 7 | 7 | 7 |

c) podzemné vody kvartéru

Ide o slabo vyhranený, tzv. fluviogénny typ podzemných vôd, ktoré sa vyznačujú značnou heterogenitou mineralizačných procesov, vrátane faktora miešania rôznych typov podzemných vôd.

Uvedené prirodzené podmienky tvorby chemického zloženia podzemných vôd sú hlavne v poslednom období výrazne modifikované sekundárnymi faktormi, ktoré negatívne ovplyvňujú kvalitu vôd. Z praktického hľadiska majú najväčší význam karbonátogénne podzemné vody mezozoika, preto v ďalšom texte sústredíme pozornosť hlavne na ich hodnotenie.

Základná charakteristika chemického zloženia vyčlenených skupín podzemných vôd je uvedená v tab. 13 a výsledky režimových pozorovaní kvality vôd v tab. 14.

Tab. 14 Výsledky režimového pozorovania kvality vôd v Brezovských Karpatoch

| Lokalita | Parameter | pH | Min. | Na | K | Mg | Ca | Cl | $NO_3$ | $SO_4$ | $HCO_3$ | Mg/Ca | $SO_4$/M |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Chtelnická dolina prm. Vítek (n = 22) | x | 7,25 | 628,1 | 2,10 | 1,00 | 36,4 | 100,8 | 3,10 | 6,30 | 37,5 | 434,1 | 0,59 | 0,048 |
| | SD | 0,35 | 23,06 | 0,38 | 0,21 | 2,43 | 3,37 | 0,37 | 1,17 | 2,54 | 22,15 | — | — |
| | min. | 6,65 | 549,1 | 1,70 | 0,70 | 31,0 | 92,6 | 2,40 | 2,7 | 31,8 | 355,7 | 0,47 | 0,041 |
| | max. | 8,20 | 658,1 | 3,40 | 1,70 | 40,3 | 109,0 | 3,80 | 8,30 | 42,6 | 462,1 | 0,70 | 0,057 |
| | V.K.% | 4,80 | 3,7 | 18,1 | 21,0 | 6,7 | 3,3 | 11,9 | 18,6 | 6,8 | 5,1 | — | — |
| Hradište prameň Tri mlynky (n = 22) | x | 7,22 | 490,7 | 1,2 | 0,60 | 31,4 | 72,70 | 2,00 | 5,30 | 17,0 | 355,8 | 0,71 | 0,028 |
| | SD | 0,35 | 16,52 | 0,65 | 0,09 | 1,90 | 2,13 | 1,62 | 0,76 | 3,35 | 14,67 | — | — |
| | min. | 6,00 | 460,5 | 0,60 | 0,40 | 29,0 | 69,10 | 1,10 | 2,70 | 12,8 | 326,7 | 0,67 | 0,020 |
| | max. | 8,00 | 510,9 | 3,40 | 0,8 | 36,0 | 77,10 | 8,80 | 6,20 | 28,0 | 373,5 | 0,82 | 0,044 |
| | V.K.% | 4,80 | 3,4 | 54,2 | 15,0 | 6,1 | 2,90 | 81,0 | 14,3 | 19,7 | 4,1 | — | — |
| Jablonica prameň Stušková (n = 22) | x | 7,12 | 646,1 | 4,0 | 1,20 | 28,2 | 114,9 | 7,10 | 4,70 | 39,9 | 436,7 | 0,40 | 0,050 |
| | SD | 0,16 | 15,82 | 0,56 | 0,17 | 1,57 | 4,14 | 1,80 | 0,73 | 9,96 | 12,93 | — | — |
| | min. | 6,85 | 608,9 | 3,30 | 0,90 | 25,8 | 108,9 | 5,40 | 3,00 | 32,7 | 402,9 | 0,34 | 0,040 |
| | max. | 7,40 | 681,4 | 5,80 | 1,60 | 31,8 | 127,0 | 12,0 | 6,30 | 81,9 | 452,1 | 0,46 | 0,097 |
| | V.K.% | 2,20 | 2,40 | 14,0 | 14,2 | 5,60 | 3,60 | 25,4 | 15,5 | 25,0 | 3,0 | — | — |
| Pustá Ves prameň Steruška (n = 22) | x | 7,35 | 551,3 | 1,80 | 0,60 | 34,7 | 82,5 | 2,70 | 3,70 | 25,3 | 394,1 | 0,69 | 0,037 |
| | SD | 0,30 | 14,49 | 0,79 | 0,09 | 2,21 | 2,36 | 1,03 | 0,62 | 2,64 | 12,59 | — | — |
| | min. | 6,80 | 519,9 | 1,0 | 0,40 | 30,1 | 79,20 | 1,80 | 2,10 | 20,4 | 363,4 | 0,57 | 0,031 |
| | max. | 8,00 | 575,4 | 3,60 | 0,80 | 38,4 | 87,40 | 6,30 | 4,70 | 30,9 | 414,4 | 0,79 | 0,044 |
| | V.K.% | 4,10 | 2,6 | 43,9 | 15,0 | 6,4 | 2,9 | 38,1 | 16,8 | 10,4 | 3,20 | — | — |

Poznámka: Údaje zložiek okrem pH v mg/l
x — aritmetický priemer
SD — smerodajná odchýlka
V. K. — variačný koeficient

Podzemné vody karbonátového mezozoika sa vyznačujú vyhraneným Ca—Mg—$HCO_3$ typom chemizmu ($A_2$ v priemere 80 až 84 mmol.z; %) s charakteristicky nízkymi hodnotami zložiek indikujúcich iné ako karbonátogénne procesy, napríklad rozpúšťanie sulfátov, hydrolýza silikátov ($S_1$ 2—3 mmol.z; %, $S_2(SO_4)$ 8—10 mmol.z; %, $SO_4/M$ okolo 0,040 až 0,050). Obdobný charakter si zachovávajú ešte vody z prameňov neogénnych jablonických zlepencov ($S_1$ v priemere 2,39 mmol.z; %, $S_2(SO_4)$ 11,73 mmol.z; %, $A_2$ 67,70 mmol.z; %, $SO_4/M$ 0,059), čo je dôsledkom prevažujúceho vplyvu rozpúšťania karbonátov pri mineralizácii týchto vôd. Významnejšie zmeny chemického zloženia vôd sú badateľné hlavne vo vodách vrtov a kopaných studní, ktoré boli situované v neogénnych zlepencoch, respektíve v kvartérnych sedimentoch, predvošetkým ako dôsledok ich pomerne výrazného sekundárneho ovplyvnenia ($S_1$ v priemere 10—11 mmol.z; %, $S_2(SO_4)$ 15—16 mmol.z; %, $A_2$ 59—68 mmol.z; %, $SO_4/M$ okolo 0,080). Je zrejmé, že aj celková mineralizácia podzemných vôd môže byť do značnej miery modifikovaná sekundárnymi faktormi. Dobre to možno dokumentovať porovnaním súborov vôd neogénu a mezozoika pri rozčlenení na „podsúbory" pramene, respektíve studne a vrty (tab. 13). Celkový nárast mineralizácie vôd v prípade vrtov a studní je podmienený hlavne zvyšovaním koncentrácie zložiek indikujúcich antropogénne ovplyvnenie vôd (Na, K, Cl, $No_3$, $SO_4$). Je to dôsledok toho, že studne a vrty sú zväčša situované v lokalitách, v ktorých sa už bezprostredne môžu sekundárne vplyvy prejaviť (intravilány obcí, údolia s koncentrovaným vplyvom znečistenia z poľnohospodárskej výroby a pod.).

Celková mineralizácia podzemných vôd mezozoika, pokiaľ neboli výraznejšie ovplyvnené znečistením, dosahuje približne 500—600 mg.$l^{-1}$, pričom za reprezentatívne hodnoty jednotlivých zložiek môžeme považovať tie, ktoré sú uvedené v tab. 15 ako priemerné hodnoty, vypočítané na základe režimového pozorovania prameňov, uvedených v tab. 14.

Uvedené hodnoty môžu byť východiskovým materiálom na posudzovanie stupňa metamorfizácie chemického zloženia vôd (či už v dôsledku znečisťovania, starnutia studní a pod.) vo vodohospodársky významnom regióne karbonátového mezozoika Brezovských Karpát.

Výsledky režimového pozorovania kvality vôd niektorých významnejších prameňov Brezovských Karpát (tab. 14) ukazujú na relatívne vysokú stabilitu chemizmu vôd v priebehu hydrologického roku (vyššia variabilita koncentrácie sa prejavuje iba u zložiek indikujúcich antropogénne vplyvy), čo je dokumentované hlavne veľmi nízkym variačným koeficientom hodnôt celkovej mineralizácie (2, 4 až 3,7 %) vôd týchto prameňov.

Tab. 15 Priemerné chemické zloženie podzemných vôd karbonátov Brezovských Karpát

| | | | |
|---|---|---|---|
| pH | 7,25 mg.l | Mn | 0,003 mg.l |
| MIN. | 579,1 mg.l | Fe | 0,071 mg.l |
| $SiO_2$ | 6,4 mg.l | Al | 0,10 mg.l |
| Li | 0,0035 mg.l | Zn | 0,013 mg.l |
| Na | 2,3 mg.l | Cu | 0,002 mg.l |
| K | 0,8 mg.l | Cl | 3,7 mg.l |
| $NH_4$ | 0,003 mg.l | $NO_3$ | 5,0 mg.l |
| Mg | 32,7 mg.l | $SO_4$ | 29,9 mg.l |
| Ca | 92,7 mg.l | $HPO_4$ | 0,005 mg.l |
| Sr | 0,18 mg.l | $HCO_3$ | 405,2 mg.l |

*Zhodnotenie kvality vôd z vodohospodárskeho hľadiska a z hľadiska ochrany podzemných vôd pred znečistením*

Podzemné vody karbonátov hydrogeologickej štruktúry Brezovských Karpát koncentráciami hlavných zložiek plne vyhovujú ČSN 830611 — Pitná voda pre hromadné zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou. Obdobné hodnotenie platí i pre vody neogénnych jablonických zlepencov, pokiaľ nie sú priamo ovplyvnené znečistením. Tu však, i v prirodzených podmienkach mineralizácie vôd, nachádzame zvýšený obsah železa (až do 0,4 mg.$l^{-1}$). Vysoký obsah železa (lokálne až 5—25 mg.$l^{-1}$) je sprievodným znakom hlavne neogénnych a kvartérnych vôd zachytených vrtmi, respektíve kopanými studňami. Zvýšenú koncentráciu železa (až 0,48 mg.$l^{-1}$, zväčša však okolo 0,1 mg.$l^{-1}$) nachádzame i vo vodách z vrtov situovaných v mezozoických karbonátoch. V zachytených vodách (vrty, studne) vo všetkých horninových prostrediach lokálne dosahujú i koncentrácie mangánu limitné hodnoty ČSN 830611 pre zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou.

Závažnou skutočnosťou je zistenie pomerne výrazného znečistenia vôd, viazaných na intravilány obcí, ako dôsledok komunálneho znečistenia, respektíve fluviogénnych vôd ako celku (tu ide o výsledok spoločného vplyvu hlavne komunálneho a poľnohospodárskeho znečistenia). Prejavuje sa prakticky trvalým zvýšením hodnôt Na, K, Cl, $NO_3$, $SO_4$, a samozrejme, i bakteriálnym znečistením. Koncentrácie dusičnanov tu dosahujú v priemere hodnoty okolo 60 mg.$l^{-1}$ (ale lokálne až vyše 200 mg.$l^{-1}$), chloridov až okolo 40—55 mg.$l^{-1}$ (lokálne 100 až 200 mg.$l^{-1}$), často nachádzame i zvýšené koncentrácie fosforečnanov.

Napriek tomu, že prirodzené koncentrácie síranov v podzemných vodách zvyčajne nepresahujú 30—40 mg.$l^{-1}$, vo vyššie vymedzených zónach znečistenia sa ich koncentrácie trvale pohybujú okolo hodnôt 90—100 mg.$l^{-1}$, pričom maximálne hodnoty dosahujú až 300 mg.$l^{-1}$.

Z uvedeného hodnotenia vyplýva záver pre ďalší postup ochrany kvality vôd hlavne vo vodohospodársky významnej karbonátovej štruktúre. Predovšetkým je potrebné zamerať sa na likvidáciu, respektíve racionálne usmernenie komunálneho znečistenia v celom regióne a na prísne dodržiavanie vodohospodárskych opatrení pri poľnohospodárskej i lesníckej výrobe. Iba tak sa bude dať zabrániť postupnému narastaniu koncentrácie hlavne Cl, $NO_3$ a $SO_4$ v hlavnom objeme podzemných vôd karbonátov, ktorá sa zvyšuje v dôsledku plošného rozptylu komunálneho, priemyselného a poľnohospodárskeho znečisťovania regiónu. Súčasná hladina koncentrácie vodohospodársky najdôležitejších komponentov v podzemných vodách mezozoika Brezovských Karpát ($Mn^{2+}$ < 0,01 mg.$l^{-1}$, $Fe^{2+}$ < 0,1 mg.$l^{-1}$, $Cl^-$ 2 až 4 mg.$l^{-1}$, $NO_3^-$ 4—6 mg.$l^{-1}$, $SO_4$ 20—40 mg.$l^{-1}$) je celkove priaznivá (z pohľadu hodnotenia celkového objemu vôd cirkulujúcich štruktúrou), nepriaznivá je však vysoká početnosť výskytu lokálne znečistených zdrojov vody. Ukazuje sa totiž, že prakticky v celom regióne Brezovských Karpát nevyhovujú v súčasnom období z hľadiska kvality vôd lokálne zdroje pitnej vody (kopané studne, upravené pramene v niektorých obciach), predovšetkým kvôli permanentne nadlimitnému obsahu dusičnanov, síranov, miestami aj chloridov, mangánu a železa. Preto zostáva prvoradou úlohou zabezpečiť pre obyvateľstvo zásobovanie pitnou vodou z verejných vodovodov. Je to potrebné i z toho dôvodu, že iba takýmto spôsobom možno efektívne eliminovať bakteriálne znečistenie, ktoré v súčasnosti zaznamenávame a ktoré je logickým výsledkom vplyvu sekundárnych mineralizačných faktorov na kvalitu vôd v otvorenej krasovej hydrogeologickej štruktúre. Stupeň a charakter tohto znečistenia je dokumentovaný v tab. 16 až 19.

Tab. 16 Prameň Stušková (Jablonica) — výsledky režimového pozorovania kvality vôd

| Dátum | t $H_2O$ °C | pH | Oxidovateľnosť $mg.l^{-1}$ | Baktérie | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Psychrofilné v ml | Mezofilné v ml | Koliformné v 100 ml |
| 19. 11. 1987 | 11,3 | 7,41 | 0,4 | 5 | 16 | 18 |
| 10. 12. 1987 | 10,8 | 7,26 | 0,4 | 5 | 11 | 10 |
| 11. 1. 1988 | 10,8 | 7,29 | 0,45 | 1 | 3 | 3 |
| 28. 1. 1988 | 10,5 | 7,32 | 0,45 | 1 | 2 | 2 |
| 10. 2. 1988 | 10,2 | 7,37 | 0,35 | 2 | 11 | 10 |
| 2. 3. 1988 | 10,4 | 7,32 | 0,45 | 6 | 10 | 12 |
| 16. 3. 1988 | 10,2 | 7,50 | 0,4 | 1 | 4 | 3 |
| 5. 4. 1988 | 10,5 | 7,28 | 0,45 | 4 | 12 | 12 |
| 26. 4. 1988 | 11 | 7,32 | 0,9 | 5 | 17 | 18 |
| 25. 5. 1988 | 11 | 7,23 | 0,3 | 10 | 29 | 25 |
| 7. 6. 1988 | 10,2 | 7,25 | 0,3 | 78 | nespočit. množstvo | nespočit. množstvo |
| 30. 6. 1988 | 10,9 | 7,24 | 0,3 | 15 | 21 | 20 |
| 25. 7. 1988 | 10,8 | 7,37 | 0,4 | 1 | 7 | 2 |
| 6. 9. 1988 | 10,8 | 7,34 | 0,3 | 14 | 72 | 70 |
| 26. 9. 1988 | 10,6 | 7,23 | 0,4 | 13 | 30 | 44 |
| 17. 10. 1988 | 10,4 | 7,28 | 0,4 | 1 | 12 | 13 |
| 8. 11. 1988 | 10,6 | 7,32 | 0,3 | 2 | 5 | 6 |
| 6. 12. 1988 | 10,6 | 7,28 | 0,7 | 41 | 81 | 80 |
| 3. 1. 1989 | — | — | — | — | — | — |
| 31. 1. 1989 | 10,5 | 7,26 | 0,6 | 0 | 0 | 0 |
| 14. 2. 1989 | 10,5 | 7,23 | 0,5 | 0 | 0 | O |
| 28. 2. 1989 | 11,0 | 7,22 | 1,2 | 0 | 5 | 5 |

Poznámka: Laboratórne práce vykonala OHS Trnava

Tab. 17 Prameň Tri mlynky (Hradište pod Vrátnom) — výsledky režimového pozorovania kvality vôd

| Dátum | t $H_2O$ °C | pH | Oxidovateľnosť mg . $l^{-1}$ | Baktérie | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Psychrofilné v ml | Mezofilné v ml | Koliformné v 100 ml |
| 19. 11. 1987 | 11 | 7,62 | 0,6 | 0 | 0 | 0 |
| 10. 12. 1987 | 10,8 | 7,48 | 0,4 | 0 | 1 | 0 |
| 11. 1. 1988 | 10,8 | 7,47 | 0,5 | 0 | 0 | 0 |
| 28. 1. 1988 | 10,8 | 7,47 | 0,45 | 0 | 2 | 0 |
| 10. 2. 1988 | 10,8 | 7,50 | 0,35 | 0 | 0 | 0 |
| 2. 3. 1988 | 10,4 | 7,43 | 0,3 | 0 | 2 | 0 |
| 16. 3. 1988 | 11,0 | 7,63 | 0,3 | 0 | 0 | 0 |
| 5. 4. 1988 | 10,5 | 7,46 | 0,4 | 3 | 7 | 10 |
| 26. 4. 1988 | 10 | 7,60 | 0,8 | 1 | 3 | 2 |
| 25. 5. 1988 | 11,7 | 7,51 | 0,3 | 0 | 0 | 0 |
| 7. 6. 1988 | 11,2 | 7,53 | 0,3 | 0 | 0 | 0 |
| 30. 6. 1988 | 11,5 | 7,45 | 0,3 | 0 | 0 | 0 |
| 25. 7. 1988 | 11,4 | 7,54 | 0,3 | 0 | 2 | 0 |
| 6. 9. 1988 | 11,4 | 7,57 | 0,4 | 0 | 0 | 0 |
| 26. 9. 1988 | 11,1 | 7,45 | 0,3 | 0 | 0 | 0 |
| 17. 10. 1988 | 11,1 | 7,53 | 0,8 | 0 | 3 | 0 |
| 8. 11. 1988 | 10,6 | 7,51 | 0,4 | 0 | 0 | 0 |
| 6. 12. 1988 | 10,6 | 7,60 | 0,5 | 0 | 0 | 0 |
| 3. 1. 1989 | OHS nerobila analýzy | | | — | — | — |
| 31. 1. 1989 | 10,5 | 7,47 | 0,6 | 0 | 0 | 0 |
| 14. 2. 1989 | 10,6 | 7,47 | 0,3 | 0 | 1 | 0 |
| 28. 2. 1989 | 11,5 | 7,52 | 0,7 | 0 | 0 | 0 |

Poznámka: Laboratórne práce vykonala OHS Trnava

Tab. 18 Prameň Šteruská (Spod javora), (Pustá Ves) — výsledky režimového pozorovania kvality vôd

| Dátum | t $H_2O$ °C | pH | Oxidovateľnosť $mg.l^{-1}$ | Baktérie | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Psychrofilné v ml | Mezofilné v ml | Koliformné v 100 ml |
| 19. 11. 1987 | 9,6 | 7,60 | 0,6 | 0 | 2 | 3 |
| 10. 12. 1987 | 9,1 | 7,50 | 0,5 | 0 | 4 | 3 |
| 11. 1. 1988 | 8,5 | 7,51 | 0,45 | 2 | 4 | 4 |
| 28. 1. 1988 | 8,6 | 7,45 | 0,6 | 2 | 5 | 4 |
| 10. 2. 1988 | 9,6 | 7,52 | 0,5 | 4 | 8 | 5 |
| 2. 3. 1988 | 8,3 | 7,46 | 0,45 | 0 | 0 | 0 |
| 16. 3. 1988 | 8,2 | 7,52 | 0,35 | 0 | 0 | 0 |
| 5. 4. 1988 | 8,0 | 7,45 | 0,4 | 20 | 45 | 45 |
| 26. 4. 1988 | 9,5 | 7,58 | 0,6 | 5 | 38 | 40 |
| 25. 5. 1988 | 9,8 | 7,52 | 0,35 | 10 | 22 | 22 |
| 7. 6. 1988 | 10,5 | 7,55 | 0,4 | 91 | nespočit. množstvo | nespočit. množstvo |
| 30. 6. 1988 | 10,0 | 7,48 | 0,4 | 128 | nespočit. množstvo | nespočit. množstvo |
| 25. 7. 1988 | | 7,77 | 0,6 | 33 | 29 | 57 |
| 6. 9. 1988 | 10,4 | 7,49 | 0,8 | 6 | 9 | 9 |
| 26. 9. 1988 | 10,6 | 7,46 | 0,5 | 10 | 22 | 42 |
| 17. 10. 1988 | | 7,47 | 0,7 | 10 | 12 | 13 |
| 8. 11. 1988 | 9,5 | 7,51 | 0,6 | 13 | 28 | 27 |
| 6. 12. 1988 | 8,8 | 7,55 | 1,0 | 11 | 22 | 22 |
| 3. 1. 1989 | OHS nerobila analýzy | | | — | — | — |
| 31. 1. 1989 | 8,2 | 7,46 | 0,55 | 6 | 8 | 6 |
| 14. 2. 1989 | 8,2 | 7,45 | 0,3 | 3 | 5 | 4 |
| 28. 2. 1989 | 9,5 | 7,25 | 0,6 | 0 | 1 | 0 |

Poznámka: Laboratórne práce vykonala OHS Trnava

Tab. 19 Prameň Vítek (Chtelnica) — výsledky režimového pozorovania kvality vôd

| Dátum | t $H_2O$ °C | pH | Oxidovateľnosť mg.$l^{-1}$ | Baktérie | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Psychrofilné v ml | Mezofilné v ml | Koliformné v 100 ml |
| 19. 11. 1987 | 10,2 | 7,44 | 0,6 | 0 | 0 | 0 |
| 10. 12. 1987 | 10,2 | 7,34 | 0,45 | 2 | 6 | 7 |
| 11. 1. 1988 | 10,0 | 7,36 | 0,45 | 0 | 4 | 2 |
| 28. 1. 1988 | 10,2 | 7,36 | 0,45 | 2 | 4 | 3 |
| 10. 2. 1988 | 10,2 | 7,33 | 0,5 | 4 | 6 | 3 |
| 2. 3. 1988 | 10,4 | 7,25 | 0,3 | 0 | 0 | 0 |
| 16. 3. 1988 | 10,2 | 7,48 | 0,3 | 0 | 0 | 0 |
| 5. 4. 1988 | 11,0 | 7,29 | 0,35 | 3 | 4 | 6 |
| 26. 4. 1988 | 10 | 7,42 | 0,4 | 1 | 3 | 6 |
| 25. 5. 1988 | 10 | 7,46 | 0,4 | 10 | 14 | 14 |
| 7. 6. 1988 | 9,8 | 7,42 | 0,35 | 10 | 17 | 18 |
| 30. 6. 1988 | 10,5 | 7,29 | 0,4 | 19 | 29 | 26 |
| 25. 7. 1988 | | 7,43 | 0,5 | 21 | 14 | 30 |
| 6. 9. 1988 | 10,5 | 7,27 | 0,65 | 6 | 10 | 10 |
| 26. 9. 1988 | 10,4 | 7,33 | 0,6 | 1 | 1 | 2 |
| 17. 10. 1988 | 10,6 | 7,35 | 0,7 | 0 | 0 | 0 |
| 8. 11. 1988 | 10,2 | 7,32 | 1,0 | 0 | 1 | 0 |
| 6. 12. 1988 | 10,4 | 7,38 | 0,6 | 2 | 4 | 2 |
| 3. 1. 1989 | OHS nerobila analýzy | | | — | — | — |
| 31. 1. 1989 | 10,6 | 7,29 | 1,1 | | 0 | 0 |
| 14. 2. 1989 | 10,7 | 7,31 | 0,3 | 0 | 1 | 0 |
| 28. 2. 1989 | 10,5 | 7,4 | 1,2 | 0 | 1 | 0 |

Poznámka: Laboratórne práce vykonala OHS Trnava

## Záver

Článok je zameraný na podrobné hodnotenie podzemných vôd viazaných na karbonáty mezozoika Brezovských Karpát. Na základe orientačnej hydrologickej bilancie pre hydrologický rok 1988 boli vyčíslené prognózne prírodné zdroje podzemných vôd karbonátov Brezovských Karpát na 1108,01. $s^{-1}$.

Z tohto množstva je v súčasnosti priemerne využívaných 401,01. $s^{-1}$. Ďalšie prognózne využiteľné zdroje podzemných vôd sú vyčíslené na 356,41. $s^{-1}$, a to 177,51. $s^{-1}$ prestupujúcich do potoka Blava v oblasti Dechtíc (pri odbere zo studní dnes už využívaného vodného zdroja Dechtice v priemere 203,31. $s^{-1}$), 60,01. $s^{-1}$ prestupujúcich podzemných vôd do Blavy pod záchytom prameňa Pod Mariášom v Dobrej Vode, cca 15,01. $s^{-1}$ prestupujúcich do Hodonského potoka v oblasti Hodoňovej studne, 15,31. $s^{-1}$ prestupujúcich do potoka Raková 2 km s. od Trstína, 9,0 a 9,11. $s^{-1}$ prestupujúcich do Chtelnického potoka na jeho hornom a dolnom toku.

Ďalších 446,01. $s^{-1}$ ostáva vo forme bližšie neoverených prognóznych prírodných zdrojov, ktoré bude v budúcnosti potrebné bližšie skúmať najmä v oblasti toku Brezovej medzi Osuským a Brezovou pod Bradlom.

Orientačnou hydrogeologickou bilanciou bol zistený priemerný špecifický odtok podzemných vôd z karbonátových štruktúr mezozoika Plešivej hory a Klenovej s veľkosťou 9,981. $s^{-1}$. $km^{-2}$, čo je približne o 3,31. $s^{-1}$. $km^{-2}$ viac, než možno na základe analógie očakávať (v týchto geologických, geomorfologických a klimatických podmienkach). Zvýšenie špecifického odtoku je sčasti spôsobené dotáciou štruktúr karbonátového mezozoika Brezovských Karpát podzemnými vodami susedných karbonátových štruktúr, vo väčšej miere však drenážou neogénnych sedimentov (prevažne jablonických zlepencov) podložnými triasovými vápencami a dolomitmi, ktoré odvádzajú vodu do hydrogeologických karbonátových štruktúr, vystupujúcich na povrchu. Nasvedčovala by tomu hodnota priemerného špecifického odtoku celého pohoria Brezovských Karpát 5,741. $s^{-1}$. $km^{-2}$, nízke špecifické odtoky z povodí tvorených jablonickými zlepencami a priaznivé hydraulické vlastnosti jablonických zlepencov, zistené niekoľkými vrtmi. Ak by sa overil takýto predpoklad, znamenalo by to možnosť kvalitatívneho i kvantitatívneho ohrozenia vodných zdrojov Brezovských Karpát nevhodnými zásahmi, lokalizovanými aj v oblasti budovanej na povrchu jablonickými zlepencami, čo bude potrebné zohľadniť pri tvorbe pásiem hygienickej ochrany.

Z praktického hľadiska majú najväčší význam karbonátogénne podzemné vody mezozoika. Vyznačujú sa vyhraneným Ca—Mg—$HCO_3$ typom chemizmu ($A_2$ 80—84 mmol. . $z_i$ %) a ich celková mineralizácia, pokiaľ neboli výraznejšie ovplyvnené znečistením, dosahuje 500 až 600 mg. $l^{-1}$. Výsledky režimových pozorovaní zmien kvality vôd najvýznamnejších prameňov hydrogeologickej štruktúry karbonátov poukázali na výraznú stabilitu chemizmu vôd v priebehu hydrologického roku a na celkove dobrú kvalitu podzemných vôd, pretekajúcich vodohospodársky významnou hydrogeologickou štruktúrou. Súčasná hladina koncentrácie vodohospodársky najdôležitejších komponentov vôd tejto štruktúry je ešte relatívne priaznivá ($Mn^{2+}$ < 0,01 mg. $l^{-1}$, $Fe^{2+}$ < 0,1 mg. $l^{-1}$, $Cl^-$ 2 až 4 mg. $l^{-1}$, $NO_3^-$ 4—6 mg. $l^{-1}$, $SO_4$ 20—40 mg. $l^{-1}$). Kvalita podzemných vôd je však znižovaná postupným rozptylom znečistenia komunálneho, respektíve poľnohospodárskeho pôvodu, čo je v práci dokumentované na veľmi nepriaznivých parametroch kvality vôd zdrojov pre individuálne zásobovanie (prakticky trvale nadlimitné koncentrácie dusičnanov, vysoké koncentrácie síranov, chloridov, fosforečnanov a pod.).

## Literatúra


Atlas podnebia Československej republiky, 1959.

Atlas Slovenskej socialistickej republiky, Slovenská akadémia vied, 1980.

BANIČ, J., 1969: Vrbové — hydrogeologický prieskum pre predajňu „Domáce potreby". — Geofond, Bratislava.

BARTKOVÁ, E., 1980: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu (vrty HPF-1, hĺbka 40,0 m, HPF-2, hĺbka 70,0 m, P-1, P-2, hĺbka 20 m) na lokalite Prašník-Fajnory (okres Trnava) v povodí potoka Holeška za účelom získania zdroja pitnej vody. — Geofond, Bratislava.

BARTKOVÁ, E., 1985: Chtelnica — hospodársky dvor JRD, prieskum pre vodný zdroj, HG prieskum, cieľ: overenie možnosti získania zdroja pitnej a úžitkovej vody. (HG prieskumný vrt do hĺbky 80,0 m). — Geofond, Bratislava.

BÁTORY, V. et al., 1974: Jablonica — hydrogeologický prieskum v okolí obce. — Geofond, Bratislava.

BÁTORY, V.—NOVOMESTSKÁ, D., 1979: Horné Dubové (okres Trnava) — hydrogeologický prieskum (7 HG vrtov HD-2 až HD-8, hĺbka 9,0 m až 35,0 m) v oblasti Horného Dubového a Naháča pre zásobovanie obce pitnou a úžitkovou vodou. — Geofond, Bratislava.

BEGAN, A.—HANÁČEK, J.—MELLO, J.—SALAJ, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. — SGÚ, GÚDŠ, Slovenská kartografia, Bratislava.

BUJALKA, P.—STRUŇÁK, V., 1958: Hydrogeologické hodnotenie prameňov pre skupinový vodovod Jablonica—Senica. — Geofond, Bratislava.

BUKOVSKÁ, E. et al., 1978: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HVB-1 na lokalite Brezová pod Bradlom pre zabezpečenie doplňujúceho zdroja pitnej vody. — Genofond, Bratislava.

BUKVA, P., 1984: Lokalita pod Macálkou a Ostriežom — vyhľadávací hydrogeologický prieskum za účelom získania úžitkovej vody a petrografický popis. — Geofond, Bratislava.

ČAKANÝ, Š., 1966: Čerpací pokus — studňa pre 6 bytových jednotiek ŠM Vrbové, Družstevná ulica. — Geofond, Bratislava.

ČAKANÝ, Š.—HRUŠKA, I., 1966: Posudok o podzemnej vode pre SUP — rekreačná oblasť Vrbové — Čerenec. — Geofond, Bratislava.

DANIEL, D., 1985: Trstín — OO VB — vyhľadávací HG prieskum za účelom vykonania čerpacej skúšky na jestvujúcom vodnom zdroji — kopanej studni, ktorá má slúžiť ako zdroj úžitkovej vody počas výstavby. — Geofond, Bratislava.

DROPPA, V., 1983: Chtelnica — dekoračný kameň, hydrogeologický posudok (vplyvu ťažby blokov dekoračného kameňa na hydrogeologické pomery v pásme hygienickej ochrany 2. stupňa na lokalite Chtelnica-Malé Skalky). — Geofond, Bratislava.

DROPPA, V.—JALČ, D.—RICHTER, P.—KLAUČO, S., 1985: Chtelnica-Malé Skalky — hydrogeologický prieskum — etapa: ochrana podzemných vôd za účelom posúdenia možného vplyvu ťažby dekoračného kameňa na kvalitu podzemných vôd v pásme hygienickej ochrany 2. stupňa vodného zdroja Dechtice, vrt HVMS-1, hĺbka 153,5 m. — Geofond, Bratislava.

DVOŘÁKOVÁ, 1987: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtu DV-1 Dobrá Voda. — Geofond, Bratislava.

DŽUPPA, P., 1973: Správa z geofyzikálnych meraní na akcii Jablonica (v priestore Hodoňovej studne) — hydrogeologický prieskum. — Geofond, Bratislava.

EVERLING, G., 1958: Správa o doplňujúcom hydrogeologickom prieskume pre JRD Dechtice, okres Trnava. — Geofond, Bratislava.

FATUL, R., 1980: Chtelnica-Malé Skalky, hydrogeologická štúdia na posúdenie režimu podzemných vôd pri realizácii geologického prieskumu na ložisku. — Geofond, Bratislava.

FOLTÁN, J., 1986: Termometrický výskum vybraných oblastí SSR — záverečná správa. — Geofond, Bratislava.

FRANKO, O.—KULLMAN, E. et al., 1980: Exkurzný sprievodca po obyčajných, minerálnych a termálnych vodách Západného Slovenska. — Materiály XXIII. celoštát. geol. konf. slov. geol. spol., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FRANKOVIČ, J.—DROBÁŇ, 1960: Vyhodnotenie hydrogeologického vrtu a čerpacích pokusov vo Vrbovom. — Geofond, Bratislava.

GAZDA, S., 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. — Zbor III. celoslov. konf., SGÚ, GÚDŠ, Bratislava.
HOLÉCZYOVÁ, Z., 1968: Záhorská nížina — oblasť Cerová-Lieskové, Šajdíkove Humence. Regionálny hydrogeologický prieskum viatych pieskov. — Geofond, Bratislava.
JENDRAŠŠÁK, E., 1972: Vyhodnotenie HG prieskumného vrtu HJK-1 na lokalite Jablonica (okres Senica) — kameňolom. — Geofond, Bratislava.
KAMENICKÝ, L., 1963: Správa o prevedení prác na I. etape hydrogeologického prieskumu aluviálnej nivy Blavy v Dechticiach. — Geofond, Bratislava.
KOCINGER, D., 1958: Správa o doplňujúcom hydrogeologickom prieskume na stredisku JRD Chtelnica, okres Piešťany. — Geofond, Bratislava.
KRAHULEC, P. et al., 1978: Minerálne vody Slovenska 2. — Interná publ. Slovakotermy, Osveta, Martin.
KRŠÁK, M., 1968: Vyhodnotenie HG prieskumného vrtu HTr-1 pre Domov mládeže Trstín, okres Trnava. — Geofond, Bratislava.
KRŠÁK, M., 1969: Vyhodnotenie HG prieskumného vrtu HTr-2 — vŕtaná studňa pre Domov mládeže v Trstíne, okres Trnava. — Geofond, Bratislava.
KRŠÁK, M., 1969: Vyhodnotenie vrtných HG prieskumných prác na vrte HT-3 pre ZDŠ Trstín, okres Trnava. — Geofond, Bratislava.
KRŠÁK, M., 1970: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HŠ-1 pre stredisko JRD Šterusy. — Geofond, Bratislava.
KRUMLOVÁ, J., 1966: Hydrogeologický prieskum aluviálnej nivy Blavy v Dechticiach — II. etapa. — Geofond, Bratislava.
KULLMAN, E., 1956: Hydrogeologické pomery niektorých lokalít v oblasti Malých Karpát a Muránskej plošiny. — Geofond, Bratislava.
KULLMAN, E., 1965: Vody západných svahov Malých Karpát a ich vplyv na režim a zásoby podzemných vôd Záhorskej nížiny. — Manuskript — archív, SVŠT, Bratislava.
KULLMAN, E.—DUBA, D., 1968: Water balance Calculation for the Small Carpathians. — Geol. Práce, spr. 44—45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E. et al., 1974: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Znojmo (slovenská časť) a textové vysvetlivky. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E., 1975: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Trnava. — Geofond, Bratislava.
KULLMAN, E., 1980: Hydrogeológia kvartéru a najvyšších častí neogénu Záhorskej nížiny. — Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E., 1982: Podzemné krasové vody v okrajovom zlome Pezinských Karpát pri Trstíne. — Geol. práce, Spr. 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E., 1984: Riešenia zvýšenia efektívnosti využívania puklinovo-krasových vôd z akumulovaných zásob PV puklinovo-krasových hydrogeologických štruktúr. Čiastková záv. správa za rok 1981. — Geofond, Bratislava.
KULLMAN, E., 1986: Puklinovo-krasové vody Západných Karpát. Riešenie ich základných hydrogeologických problémov a možnosti ich optimálneho využitia a ochrany. — Doktorská dizertačná práca, Prír. fak. Univ. Komen., Bratislava.
KULLMAN, E., 1987: Hydrogeológia Brezovských Karpát. — In: SALAJ, J. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E.—VRANA, K.—MALÍK, P., 1988: Hydrogeologické pomery Čachtických Karpát. Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E., 1989: Hydrological balances in fissure — karst hydrogeologic structures. — Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 25—66.
KVĚT, R., 1971: Hydrogeochemie a sedimentární geochemie Vídeňské pánve. — Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol. 8, Praha.
LAUKOVÁ, E. et al., 1982: Vyhodnotenie HG prieskumného vrtu HT-4 (hĺbka 80,0 m) na lokalite Trstín. Vrt má slúžiť ako doplňujúci zdroj pitnej a úžitkovej vody pre stredisko JRD. — Geofond, Bratislava.

LEŠTÁK, P., 1955: Správa o rozbore vody z lokality Dolany, prameň „Tri stoky", „Adamová", „Pod sedlom" a z lokality Dobrá Voda, prameň „Hlávka" a „Pod Mariášom". — Geofond, Bratislava.

LIPOVSKÁ, M., 1978: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HŠT-1 na lokalite Šterusy (okres Trnava) za účelom zdroja vody pre mestský vodovod. — Geofond, Bratislava.

LIPOVSKÁ, M., 1981: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HC-1 na lokalite Cerový vrch. — Geofond, Bratislava.

LIPOVSKÁ, M., 1983: Hradište—Brezová. Vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtov HB-2 (100 m) a HB-3 (80 m) za účelom overenia zvodnenia mezozoických vápencovo-dolomitických komplexov. — Geofond, Bratislava.

LIPOVSKÁ, M., 1986: Prašník-Fajnory, hydrogeologický prieskum. Vrty HPF-3 (70 m), HPF-4 (42 m), HPF-4a (70 m), HPF-5 (90 m). — Geofond, Bratislava.

LIPOVSKÁ, M., 1988: Predbežné výsledky z hydrogeologického prieskumu využitia podzemných vôd na lokalite Prašník-Fajnory. — Zbor. ref. odb. semin. „Optimalizácia využitia puklinových a puklinovo-krasových vôd", Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MAHEĽ, M., 1947: Geologické zhodnotenie studničného náplavu zo studne závodu „Trikota" vo Vrbovom. — Geofond, Bratislava.

MALÍK, P.—KULLMAN, E.—VRANA, K.—POSPIECHOVÁ, O., 1989: Hydrogeologické pomery Brezovských Karpát. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MARTINKOVIČ, Š.—ŠUPINA, Z., 1980: Záverečná správa hydrogeologického prieskumného vrtu S-1 (265 m) JRD Vrbové, okres Trnava a Zhodnocení karotážního měření z vrtu Vrbové S-1. — Geofond, Bratislava.

MIKULÁŠ, E., 1970: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu ŠB-1 (vŕtaná studňa) pre závod Kovové tkaniny, n. p. v Brezovej pod Bradlom, okres Senica. — Geofond, Bratislava.

NÉMETHYOVÁ, M., 1979: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HV-2, hlbokého 12,0 m, v Hradišti pod Vrátnom (okres Senica) v areáli výrobne panelov. — Geofond, Bratislava.

ONDZÍKOVÁ, Ľ., 1966: Hydrogeologický prieskum (vrty HVCh-1, HVCh-2) pre potrebu pionierskeho tábora — Chtelnica. Predbežný prieskum. — Geofond, Bratislava.

ONDZÍKOVÁ, Ľ., 1968: Chtelnica, okres Trnava — zhodnotenie čerpacej skúšky na jestvujúcom hydrogeologickom vrte HVCh-2 — doplňujúci prieskum. — Geofond, Bratislava.

Prevádzkové laboratórium Vrútky, 1944: Želenica Brezová pod Bradlom—Myjava. Rozbor vody. — Geofond, Bratislava.

REMŠÍK, A.—FENDEK, M.—BODIŠ, D.—KRÁL, M.—ZBOŘIL, L.—KANTOR, J.—PUCHNEROVÁ, M., 1985: Geotermálna energia Viedenskej panvy — prognózne zásoby. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

REPPEROVÁ, B., 1967: Chemoprojekt Přerov, zpráva o výsledku HG průzkumu pro zásobování vodou nové čerpací stanice v Trstíně. — Geofond, Bratislava.

SALAJ, J.—BEGAN, A.—HANÁČEK, J.—MELLO, J.—KULLMAN, E.—ČECHOVÁ, A.—ŠUCHA, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SAMEKOVÁ, E., 1966a: Inžinierskogeologický prieskum na akcii Trnava—Dobrá Voda — rozšírenie vodného zdroja a prívod vody. — Geofond, Bratislava.

SAMEKOVÁ, E., 1966b: Inžinierskogeologický prieskum na akcii Trnava—Dobrá Voda, rozšírenie vodného zdroja a prívod vody. — Geofond, Bratislava.

SAMEKOVÁ, E., 1967: Inžinierskogeologický prieskum pre akciu Trnava—Dobrá Voda, vodovodná úprava prameniska Hlávka a prívod z prameňa „Mariáš". — Geofond, Bratislava.

SLÁVIK, F., 1975: Dobrá Voda — rekreačná oblasť. Hydrogeologický prieskum (vrt HDV-1). — Geofond, Bratislava.

SPERLINGOVÁ, 1957: Správa o doplňujúcom hydrogeologickom prieskume na JRD Šterusy. — Geofond, Bratislava.

SRNÁNEK, J., 1953: Geologické a hydrogeologické pomery v oblasti medzi Košariskami a Prášnikom. — Geofond, Bratislava.

SRNÁNEK, J., 1953: Správa o geologických a hydrogeologických pomeroch v oblasti Hradišťa pod Vrátnom-Rozbehy. — Geofond, Bratislava.

Sýkorová, M., 1978: Dechtice (pramenisko „Rybníček") — vodný zdroj pre Trnavu, inžiniersko-geologický prieskum. — Geofond, Bratislava.
Šarlayová, M. et al., 1982: Vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtov HVO-1 a HVO-2 (hĺbka 9,40 m a 9,30 m) na lokalite Osuské (okres Senica). — Geofond, Bratislava.
Šarlayová, M., 1980: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HD-2 (50,0 m) na lokalite Dobrá Voda pre pioniersky tábor TAZ, n. p., Trnava. — Geofond, Bratislava.
Ševčík, J., 1979: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HP-1 do hĺbky 76,5 m na lokalite pioniersky tábor Planinka v Dechticiach, okres Trnava. — Geofond, Bratislava.
Šimkovič, 1958: Správa o doplňujúcom hydrogeologickom prieskume na stredisku JRD Lančár, okres Piešťany. — Geofond, Bratislava.
Šimkovič, 1958: Správa o doplňujúcom hydrogeologickom prieskume prevedenom na JRD Kočín, okres Piešťany. — Geofond, Bratislava.
Takáčová, J., 1972: Hydrogeologický výskum aluviálnej nivy Blavy v Dechticiach — III. etapa. — Geofond, Bratislava.
Takáčová, J., 1980: Dechtice — krasové vody. — In: Exkurzný sprievodca po obyčajných, minerálnych a termálnych vodách Západného Slovenska. Materiály XXIII. celoštát. geol. konf. SGS, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Tartal, M., 1966: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu V-1 Holeška — vodná nádrž, obec Vrbové, okres Trnava. — Geofond, Bratislava.
Tartal, M., 1974: Vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtov V-1, V-2, V-3 na akcii JRD Vrbové, okres Trnava. — Geofond, Bratislava.
Tartal, M., 1978: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HVV-1 na lokalite Hradište pod Vrátnom (okres Senica) na overenie množstva a kvality podzemnej vody šetreného územia a navrhnúť spôsob ochrany podzemných vôd. — Geofond, Bratislava.
Tartal, M., 1982: JRD Prašník a Pustá Ves — overenie možnosti zabezpečenia vodného zdroja pre strediská, vyhľadávací hydrogeologický prieskum (vrty HG-1 a HG-2 do hĺbky 9,0 m). — Geofond, Bratislava.
Točík, K., 1964: Hydrogeologický a hydrologický prieskum za účelom zistenia vodného zdroja — studňa pre obytný dom so 4 bytmi pre zamestnancov JRD v Prašníku, okres Piešťany. — Geofond, Bratislava.
Točík, K., 1964: Posudok o podzemnej vode — zdroj vody pre obytný dom s 29 bytovými jednotkami pre SBD zamestnancov Trikoty vo Vrbovom, okres Piešťany. — Geofond, Bratislava.
Valušiak, I., 1974: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HKN-1 na lokalite Kočín (okres Trnava) pre obecný vodovod. — Geofond, Bratislava.
Valušiak, I., 1986: MNV Naháč — vodný zdroj pre obec, čerpacia skúška na jestvujúcom vodnom zdroji, vyhľadávací hydrogeologický prieskum za účelom overenia výdatnosti a kvality podzemnej vody. — Geofond, Bratislava.
Valušiak, I., 1987: Brezová pod Bradlom — P a S (Pružinárne a Strojárne) návrh pásiem hygienickej ochrany vodných zdrojov HVB-3 a HVB-4. Vyhľadávací hydrogeologický prieskum. — Geofond, Bratislava.
Vorel—Smetana, 1931: Dobrozdání Státního ústavu hydrologického a zásobení města Trnavy vodou. — Geofond, Bratislava.
Zelenka, L., 1930: Geologické dobrozdání o vodovodu města Trnavy na Slovensku. — Geofond, Bratislava.
Živora, M., 1983: Návrh prameňov do základnej pozorovacej siete SHMÚ v povodí dolnej Moravy a Malých Karpát. — Manuskript — archív, SHMÚ, Bratislava.

PETER MALÍK—EUGEN KULLMAN—KAMIL VRANA

## Hydrogeology of Mesozoic carbonates in Brezovské Karpaty Mts.

Summary

A significant prospective resource of uncontaminated high-quality potable water in western Slovakia is represented by limestone-dolomite complexes of the Brezovské Karpaty Mts.

The evaluated territory occupies an area of 215.2 km$^2$ and involves not only the mountain range itself but also its wide surroundings. Mesozoic limestones and dolomites of the Brezovské Karpaty cover 97.4 km$^2$.

The average altitude of the studied area is 318.1 m above sea level and that of the carbonate range is 344 m above sea level and therefore these structures belong, together with the Čachtické Karpaty Mts. (294.9 m), among the lowest-lying karst-fissure hydrogeological structures in the West Carpathians.

Triassic limestones and dolomites of the Jablonica Group are the principal environment of groundwater formation and circulation in the Brezovské Karpaty. All limestone and dolomite formations of this group are highly permeable and, from a regional point of view, make up a single unit, although its permeability is variable. Carbonate permeability is generally very high, but there are considerable differences between limestones and dolomites (Guttenstein/Annaberg, Schreyeralm, Steinalm, Reifling, Ramin, Wetterstein, Opponitz and Dachstein limestones versus Wetterstein Dolomites and Hauptdolomites). The limestones are characterized by fissure-karst and fissure premeability. In contrast, fissure and/or fissure-porous permeability of relatively more rigid dolomites resulted from their tectonic fracturing.

Amidst a 700—1100 m-thick massif of Middle and Upper Triassic dolomites there is a fairly thin (5—10 m) horizont of sandstones and shales — the Lunz beds — which is the only impermeable formation in the Jablonica Group. It acts as a barrier as well as impermeable substratum separating individual groundwater circuits and significantly influencing their direction.

Springs related to the dolomite complexes are characterized by one or two laminar subregimes of discharge with low $\alpha_1$ and $\alpha_2$ values ($\alpha_1 = 1 - 5 \times 10^{-3}$, $\alpha_2 = 1 - 5 \times 10^{-2}$), whereas ground waters from a karstified limestone environment have two laminar subregimes of discharge characteristic of a heterogeneous aquifer but without manifestations of turbulent effects of flow: $\alpha_1 = 7 \times \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-2}$, $\alpha_2 = 9 \times 10^{-2} - 1.5 \times 10^{-1}$. From the viewpoint of environmental protection, the limestone environment is more vulnerable because possible contamination can spread more quickly in it and cleaning up the contamination (even of a very limited extent) may be complicated. In contrast, dolomites, due to their detailed extensive fracturing and pore-fissure permeability, are contaminated less intensively but for longer periods.

The hydrogeological significance of the Upper Cretaceous of the Brezová Group and Neogene is, because of their variegated lithology, very variable, but in general these rock units may be regarded less water-bearing than the above-described ones. The most important rock type in all three stratigraphically different transgressive cycles are psephitic clastics: One of the cycles is Upper Cretaceous (Valchov Conglomerates) and the remaining two are Miocene — basal, mostly Eggenburgian carbonate conglomerates and Karpatian Jablonica exotic conglomerates. The thickness of fluvial deposits in this territory does not exceed 10 m. In addition to hydraulic properties of permeable rock complexes, circulation routes of percolating meteoric waters are controlled mainly by their mutual mode of deposition and spatial elements of their structure.

In relation to the geological and structural-tectonic setting, within the Brezovské Karpaty carbonate Mesozoic we distinguish two partial hydrogeological structures — Klenová and Plešivá hora ones (Dechtice block). Groundwater circulations in both these partial hydrogeological structures are mutually connected and therefore the two limestone-dolomite complexes can be regarded as a single hydrogeological structure which, moreover, is open to receive ground waters from adjacent areas.

The total discharge of springs related to the Klenová partial hydrogeological structure, however, does not correspond to the volume of percolating precipitation, which was derived by analogy from the adjacent Mesozoic structure (E. KULLMAN, 1975, 1987), and on the other hand the rate of

groundwater flow from the Plešivá hora partial hydrogeological structure is too high. The surplus in the latter structure equals the deficit in the former structure thus suggesting a hidden groundwater flow beneath the Dobrá Voda Basin from the Klenová structure into Dechtice block at a rate of 250 —300 $l.s^{-1}$.

In 1987—89, 318 profiles of surface-stream water discharge were logged. 78 of them were measured for an orientative water balance on the periphery of the investigated mountain range, the other were situated 300—800 m apart along individual streams to identify hidden groundwater inflows into surface streams or losses of surface waters into aquifers. These as well as repeated measurements confirmed such inflows and losses at a rate of 178—216 $l.s^{-1}$. If we include Dechtice spring area and Brezová brook, the number will increase to 489—586 $l.s^{-1}$.

The water balance for the hydrological year 1988 is only orientative as the absence of measurement facilities on surface streams was compensated for by experimental hydrometric measurements. Systematic measurements of exploited springs and regime measurements of water table fluctuations in limestones and dolomites intersected by drilling are also lacking. The balance equation suggests a surprisingly low combined value of evapotranspiration and hidden runoff. The average specific runoff 9.98 $l.s^{-1}.km^{-2}$ does not correspond to climatic and hydrogeological conditions of the area — it is by some 3.3 $l.s^{-1}.km^{-2}$ higher than was inferred from analogy with surrounding mountains. The runoff from the territory of the carbonate structures exceeds the amount of percolated precipitation by 359 $l.s^{-1}$.The excessive runoff can be explained by inflow from surounding carbonate structures or by hydraulic connection with the nearby rock complexes (Upper Cretaceous and Neogene) to form groundwater circulation in carbonate structures. We also cannot rule out a possible hidden inflow from the south — from a structure of Mesozoic rocks between Rohožník, Prievaly and Trstín (80 $l.s^{-1}$) that is likely to extend towards Dechtice spring area.

The dominance of underground runoff from the carbonate structures, however, results from the fact that the Cretaceous and Neogene rocks are drained into the underlying carbonates of the Brezovské Karpaty. If values concerning the whole Brezovské Karpaty area (193.25 $km^2$) are incorporated into the balance equation for the hydrological year 1988, then the resulting specific runoff will be 5.74 $l.s^{-1}.km^{-2}$, which is adequate to the average altitude of the area — 318.1 m above sea level and percipitation 694.8 mm/year.

Our investigations allowed us to calculate prognostic natural groundwater resources in the Brezovské Karpaty at 1108.0 $l.s^{-1}$. Their composition is given in Tab. 11. From a total of 802.4 $l.s^{-1}$ of so far unexploited ground waters, 356.4 $l.s^{-1}$ can be classified as economic prognostic resources (Tab. 12). The remaining 446.0 $l.s^{-1}$ of ground waters are speculative resources that will have to be investigated in more detail, particularly along Brezová brook in the Osuské—Brezová pod Bradlom area.

Principal characteristics of chemical composition of the described groundwater groups are given in Tab. 13, and the results of water-quality regime observations are in Tab. 14.

The Carbonate Mesozoic ground waters are marked by clearly Ca—Mg-$HCO_3$ chemistry ($A_2$ averaging 80 to 84 mmol.z, %). T.D.S. of relatively uncontaminated Mesozoic ground waters attains approximately 500—600 $mg.l^{-1}$. The values reliably representing concentrations of individual components are presented in Tab. 15 as average values calculated on the basis of spring regime observations given in Tab. 14.

The results of the water-quality regime observations on some important springs in the Brezovské Karpaty (Tab. 14) suggest a relatively high uniformity of water chemistry throughout the hydrological year (more variable concentrations were noted only by components probably subjected to anthropogeneous effects), which is documented mainly by very low variation coefficient of T.D.S. (2.4 to 3.7 %) in waters from these springs.

The concentrations of major components in ground waters related to carbonates of the Brezovské Karpaty hydrogeological structure fully comply with Czechoslovak norm no. 830611 "Potable water for large-scale supply to population". The same also regards waters of the Neogene Jablonica Conglomerates, if they are not directly contaminated. These waters, however, sometimes have increased iron contents (up to 0.4 $mg.l^{-1}$). Increased iron contents (locally as much as 5—25 $mg.l^{-1}$) are encountered in Neogene and Quaternary waters exploited through drillholes and dug wells.

An important contribution of our investigations is the identification of relatively strong water contamination in communities (communal contamination) as well as contamination of fluviogene waters as a whole (combined effects of communal and agricultural contamination). Na, K, Cl, $NO_3$ and $SO_4$ contents in waters are permanently increased and the same applies to bacterial contamination as well. Concentrations of nitrates average some 60 mg.$l^{-1}$ (but locally more than 200 mg.$l^{-1}$), chlorides up to some 40—55 mg.$l^{-1}$ (locally 100 to 200 mg.$l^{-1}$), and increased concentrations of phosphates are also common. Natural concentrations of sulphates in uncontaminated ground waters usually do not exceed 30—40 mg.$l^{-1}$ but in contaminated zones they commonly reach 90—100 mg.$l^{-1}$ with maximum values of as much as 300 mg.$l^{-1}$. The present-day level of the principal contaminants in ground waters of the Brezovské Karpaty Mesozoic ($Mn^{2+}$ < 0.01 mg.$l^{-1}$, $Fe^{2+}$ < 0.1 mg.$l^{-1}$, $Cl^-$ 2 to 4 mg.$l^{-1}$, $NO_3^-$ 4—6 mg.$l^{-1}$, $SO_4$ 20—40 mg.$l^{-1}$) is generally acceptable (as regards the whole volume of waters circulating in the structure), but the great number of locally contaminated water resources is appalling. Some local potable-water resources (dug wells, exploited springs in some communities) dispersed virtually throughout the Brezovské Karpaty region do not comply with quality norms, mostly because of permanently impermissible contents of nitrates, sulphates and locally also chlorides, manganese and iron. It is therefore a task of prime importance to build uncontaminated public water supplies. It is, at the same time, the only way to effectively eliminate bacterial contamination which logically results from secondary mineralization processes affecting water quality in an open karst hydrogeological structure. The degree and character of the contamination are documented in Tab. 16 to 19.

Translated by Ľ. Böhmer

## Explanations to Figures

Fig. 1 Partial hydrogeological structures in Brezovské Karpaty Mts.
1 — hydrogeologically and hydrologically evaluated Brezovské Karpaty area, 2 — distribution of Mesozoic carbonates, 3 — Klenová partial hydrogeological structure, 4 — Plešivá hora partial hydrogeological structure, 5 — assumed ground-water flow beneath Dobrá Voda Basin, 6 — Brezovské Karpaty s. s. karst-fissure hydrogeologic structure

Fig. 2 Brezovské Karpaty Mts. — hydrogeological map
Compiled by P. Malík—E. Kullman—K. Vrana, 1990
1 — hydrogeological well with original designation, 2 — spring, discharge up to 2 l/s, 3 — exploited spring, 4 — spring, hydrochemical regime observed by D. Štúr Institute of Geology, 5 — spring, observed by Slovak Hydrometeorological Institute, 6 — waterworks object (ČS — pumping station, ČOV — sewage disposal plant), 7 — stream hydrometric profile and its designation, 8 — dried up or rock-filled stream channel, 9 — hidden discharge of ground waters into surface streams, more than 5 l/s

Fig. 3 Schematic hydrogeological map of Brezovské Karpaty Mts.
Compiled by P. Malík, 1989 (after 1 : 50 000 geological map by A. Began—J. Hanáček—J. Mello—J. Salaj, 1984)
1 — section line, 2 — proved faults, 3 — assumed faults, 4 — reverse faults, 5 — assumed direction of ground-water flow, 6 — springs, 7 — high discharge, 8 — medium discharge, 9 — low discharge, 10 — very low discharge, 11 — virtually impermeable, 12 — fluvial sediments of flood plains (sandy gravels and sands, with variable proportion of loam), 13 — aeolian sediments — loess and loess loams, 14 — sandy-loamy and loamy-stony deluvial sediments, 15 — Neogene: Eggenburgian conglomerates and Jablonica Conglomerates (Karpatian), 16 — Neogene: sandstones and sands interlayered with conglomerates (Eggenburgian), 17 — Neogene: marlstones and calcareous sandstones (Karpatian), 18 — Brezová Group Cretaceous (klippe development — southern), Hurbanovská dolina Formation — alternating flysch sandstones and marlstones, Štverník Marls (Upper

Coniacian), 19 — Brezová Group Cretaceous: Valchov Conglomerates and Baranec Sandstones — carbonatic sandstones, clastic limestones, fine-grained conglomerates and sandy marls (Coniacian), Valchov Conglomerates — polymictic breccialike conglomerates (Coniacian), 20 — Hrušov Group Jurassic (Tlstá hora facies): limestones interlayered with silicites, crinoidal limestones with cherts, cherty limestones, sandy limestones (Lias — Doggerian), 21 — Triassic of Choč nappe and Nedzov nappe Jablonica Group: Guttenstein (Annaberg), Steinalm, Schreyeralm and Reifling, Wetterstein, Ramin and Dachstein Limestones, 22 — Triassic of Choč nappe and Nedzov nappe Jablonica Group: Wetterstein Dolomites (Ladinian — Cordevolian) and Hauptdolomite (Carnian — Norian), 23 — Lunz beds (Julian): shales and sandstones, Werfenian beds (shales and sandstones — only in section), 24 — Opponitz Limestones (Carnian)

Západné Karpaty, séria hydrogeológia a inž. geol. 10, s. 99—129, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1992

MARIÁN FENDEK—VLADIMÍR HANZEL—DUŠAN BODIŠ—JÁN NEMČOK

# Hydrogeotermálne pomery Popradskej kotliny

5 obr., 7 tab., angl. resumé

Abstract. This contribution deals with hydrogeothermal potential of the Poprad Basin and its broader vicinity. Possible exploitation of geothermal waters in this area is outlined.

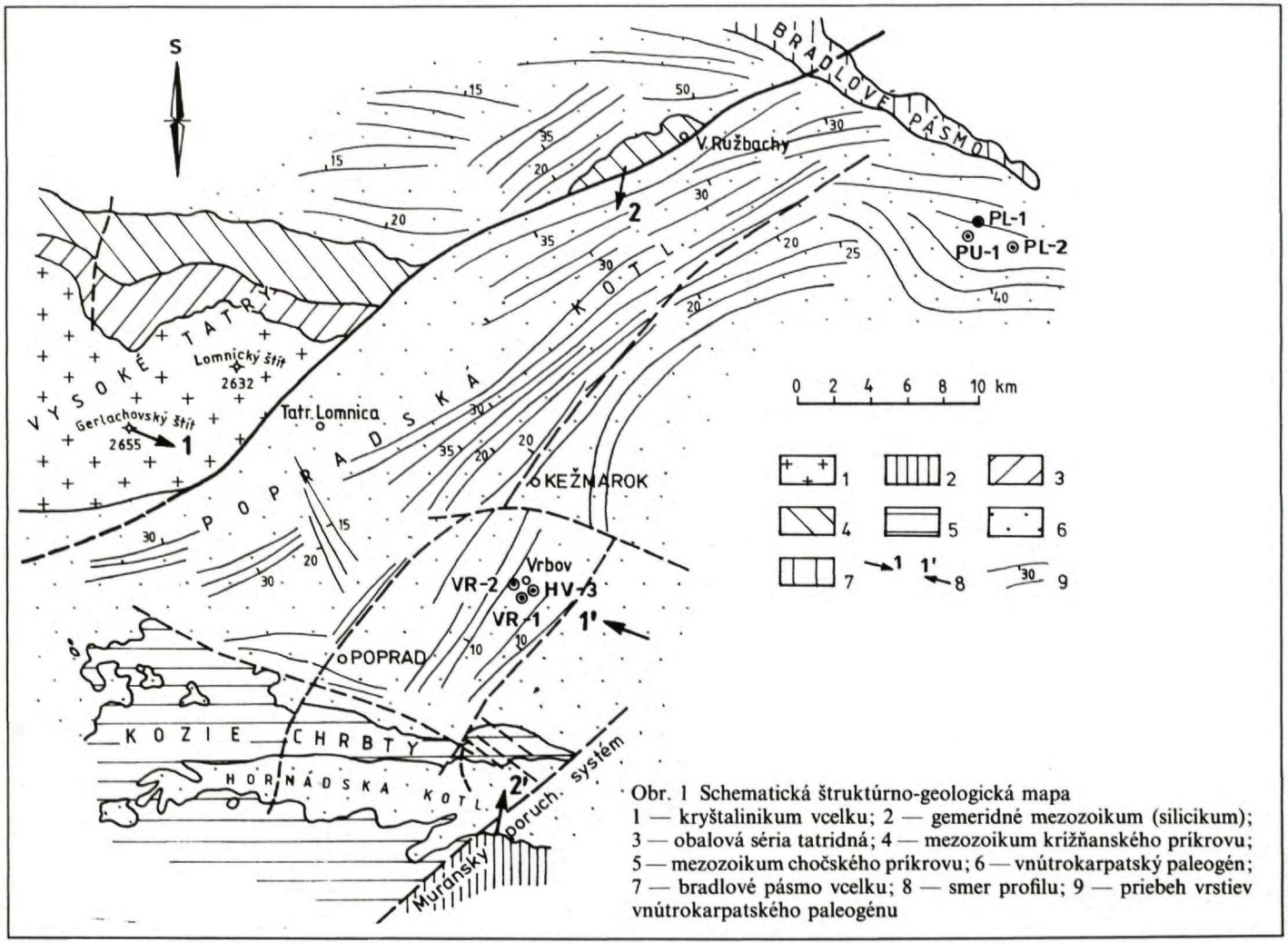
## Obsah

Úvod (M. Fendek) . . . . . 99
Predpaleogénne morfoštruktúry Popradskej kotliny (J. Nemčok) . . . . . 101
Geologická charakteristika podložia paleogénu Popradskej kotliny (J. Nemčok) 103
Geotermické pomery (M. Fendek) . . . . . 107
Hydrogeochemická charakteristika vôd (D. Bodiš) . . . . . 109
Hydrogeologické pomery (M. Fendek, V. Hanzel) . . . . . 115
Hodnotenie tepelno-energetického potenciálu (M. Fendek) . . . . . 121
Perspektívne oblasti pre realizáciu geotermálnych vrtov (M. Fendek) . . . . . 124
Záver (M. Fendek) . . . . . 126
Literatúra . . . . . 126
Anglické resumé . . . . . 128

## Úvod

Popradská kotlina je jednou z perspektívnych oblastí z hľadiska výskytu zdrojov geotermálnej energie. Predstavuje výraznú depresiu zaklesnutú medzi Východné Tatry, východnú časť Nízkych Tatier, Levočské vrchy a Spišskú Maguru. Jej ohraničenie voči týmto pohoriam má prevažne zlomový charakter. Predpaleogénne podložie vystupuje na povrch v Tatrách, ružbašskom ostrove a vo východnej časti Nízkych Tatier.

RNDr. M. FENDEK—RNDr. V. HANZEL, CSc.—RNDr. D. BODIŠ, CSc.—RNDr. J. NEMČOK, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava




Obr. 1 Schematická štruktúrno-geologická mapa
1 — kryštalinikum vcelku; 2 — gemeridné mezozoikum (silicikum); 3 — obalová séria tatridná; 4 — mezozoikum krížňanského príkrovu; 5 — mezozoikum chočského príkrovu; 6 — vnútrokarpatský paleogén; 7 — bradlové pásmo vcelku; 8 — smer profilu; 9 — priebeh vrstiev vnútrokarpatského paleogénu

Predmetom záujmu z hľadiska výskytu zdrojov geotermálnej energie a ich využitia v oblasti Popradskej kotliny je predovšetkým horninové prostredie paleogénneho podložia a geotermálne vody, ktoré sú na toto prostredie viazané. Vzhľadom na to je príspevok zameraný hlavne na zhodnotenie paleogénneho podložia tejto oblasti.

Na posúdenie možnosti výskytu geotermálnych vôd je dôležité poznať rozšírenie vhodných kolektorov týchto vôd, ktoré predurčuje geologická stavba územia a jeho geotermálne pomery, z ktorých je najdôležitejšie rozloženie teploty vo vertikálnom profile. Z hľadiska vplyvu na životné prostredie a spôsobu ich využívania nie sú zanedbateľné ani kvalitatívno-kvantitatívne vlastnosti geotermálnych vôd.

## Predpaleogénne morfoštruktúry Popradskej kotliny

Oblasť Popradskej kotliny sa nachádza medzi výraznými tektonickými systémami sv.—jz. smeru. Na severozápadnej strane Popradskej kotliny je to výrazný ružbašský poruchový systém. Tiahne sa po južnej strane Tatier, ružbašského mezozoického ostrova a pokračuje cez bradlové pásmo do vonkajšieho flyšu. Južné a severovýchodné obmedzenie Popradskej kotliny tvoria morfologicky výrazné geologické fenomény Kozie chrbty (Vikartovský chrbát) a bradlové pásmo. Juhovýchodné obmedzenie Popradskej kotliny tvoria (E. Mazúr et al., 1986) svahy Levočského pohoria. Z geologicko-tektonického, ale aj z morfologického hľadiska by mal túto hranicu ovplyvniť významný poruchový muránsko-malcovský systém. Z geologicko-tektonického hľadiska je to jeden z najvýznamnejších stavebných fenoménov celých Západných Karpát. Pri svojom formovaní mal rozhodujúci vplyv na pohyb podložných blokov, a tým aj na zachovanie flyšového nadložia.

Na štruktúrno-geologickej mape (obr. 1) je dobre viditeľný priebeh paleogénnych flyšových vrstiev tak v Levočskom pohorí, ako aj v Popradskej kotline. Z tejto povrchovej stavby flyšových sekvencií sa dá vyčítať tak kinematický, ako aj dynamický pohyb hmoty, inými slovami povedané, ako a prečo vznikli horizontálne deformácie flyšových vrstiev. Dešifrovaním takýchto tektonických deformácií dostaneme regionálnejší obraz o pohybujúcich sa hmotách nielen sedimentárnych flyšových sekvencií, ale aj o pohybe jednotlivých blokov, na ktorých tieto sekvencie ležia.

Údaje o geologických útvaroch nachádzajúcich sa v podloží paleogénu sú získané z vrtných prác a geofyzikálnych meraní realizovaných v Popradskej kotline a v priľahlom území. Rozšírenie chočského príkrovu (hronika) je známe tak z vrtov realizovaných v oblasti Vrbova, ako aj v oblasti Šváboviec a Kišoviec. Zasahovanie chočského príkrovu v podstate korešponduje aj s priebehom izoanomál gravimetrického merania v tejto oblasti. Aj keď sa interpretácia gravimetrických meraní (V. Čekan—A. Šútor, 1960, J. Májovský, 1977) celkom nezhoduje s realitou overenou vrtnými prácami, predsa len poskytuje určitý obraz o podložnom reliéfe. Nápadné ohyby gravimetrických izoanomál, ako aj výrazné kladné a záporné anomálie sú pravdepodobne aj prejavom podložných flyšových sedimentov a nielen hustotných pomerov flyšu. Ak popri ukazovateľoch hĺbkových pomerov zvážime aj povrchovú deformovanosť flyšových sedimentov (obr. 1), dostaneme obraz rozloženia tektonických jednotiek v paleogénnom podloží (obr. 2, 3). V Popradskej kotline zasahuje najpravdepodobnejšie chočský príkrov až do oblasti Kežmarku a Tatranskej Lomnice. Nie je vylúčené, že sa tektonické trosky chočského príkrovu nezachovali aj severnejšie od vyznačenej oblasti (obr. 3). Tento predpoklad pravdepodobne potvrdzujú aj výrazné gravimetrické anomálie ssv. od Spišskej Belej. Ďalej na SV od Kežmarku až po oblasť bradlového pásma pod flyšovými sedimentmi

Tab. 1 Litologicko-stratigrafické profily hlbokých vrtov

| Názov vrtu | Hĺbkový interval | Litologický opis | Stratigrafia |
|---|---|---|---|
| Klčov<br>Kl-1 | 0—136<br>136—520<br><br>520—545<br><br>545—821<br>820—877 | ílovce, pieskovce<br>dolomity<br><br>tektonicky deformované dolomity a čierne bridlice s pyritom<br>kremence<br>fialové a fialovočervené bridlice | paleogén<br>stredný—vrchný trias<br><br>spodný trias<br><br>perm |
| Vrbov<br>HV-3 | 0—1594<br>1594—1609 | ílovce, siltovce<br>dolomity | paleogén<br>trias |
| Vrbov<br>Vr-1 | 0—1490<br>1490—1495<br>1495—1625<br>1625—1725<br>1725—1742 | ílovce, siltovce<br>dolomitové brekciové zlepence<br>dolomity (hauptdolomit)<br>čierne, čiernosivé sľudnaté ílovce (lunz. vrstvy)<br>dolomity | <br>paleogén<br>vrchný trias<br>karn<br>anis—ladin |
| Vrbov<br>Vr-2 | 0—1510<br>1510—2000<br>2000—2500 | ílovce, siltovce<br>dolomity<br>slienité vápence, kalpionelové slienité vápence, čierne ílovce | paleogén<br>trias<br><br>titón—neokóm |
| Plavnica<br>Pl-1 | 0—1700<br>1700—2300<br>2300—2700<br>2700—2715<br>2715—3110<br>3110—3203<br><br>3203—3500 | ílovce, pieskovce<br>interformačné brekcie<br>dolomity (olistolit)<br>ílovce, pieskovce<br>ílovce, slieňovce, organodetritické vápence<br>pestré ílovce s polohami kremencov (karpatský keuper)<br>vápence, dolomity | paleogén<br><br>trias<br>paleogén<br>jura?<br><br>trias |
| Plavnica<br>Pl-2 | 0—1700<br>1700—2500<br>2500—3137<br>3137—3500 | ílovce, pieskovce<br>interformačné brekcie<br>vápence, dolomity<br>ílovce, organodetritické vápence | paleogén<br><br>trias<br>jura? |
| Lipany<br>L-1 | 0—2747<br>2747—4000 | ílovce, pieskovce, zlepence<br>pestré ílovce, dolomity, vápence (karp. keuper) | paleogén<br>vrch. trias — nórik |
| Šariš<br>Š-1 | 0—1050<br>1050—1700<br>1700—1925<br>1925—1980<br><br>1980—2520<br><br>2520—2640 | ílovce, pieskovce<br>slieňovce, ílovce, organodetritické vápence<br>organodetr. vápence, ílovce, kalové vápence<br>ružové vápence, ílovce, slieňovce, krinoidové vápence<br>sivé škvrnité vápence, vápnité dolomity, ílovce, kalové vápence<br>ílovce, vápence | paleogén<br>stredná krieda<br>spodná krieda<br>spodná krieda až vrchná jura<br>stredná až spodná jura<br>vrchný trias—rét |
| Šariš<br>Š-1 | 2640—2970<br><br>2970—3750<br><br>3750—3836<br>3836—4125<br>4125—5000 | pestré ílovce, kalové dolomity (karpatský keuper)<br>kalové dolomity, dolomitové vápence s preplástkami ílovcov a anhydritov<br>ílovce, pieskovce, kremence<br>muskoviticko-biotitické granodiority<br>muskoviticko-biotitické ruly | vrchný trias — norik<br><br>stredný trias<br>spodný trias<br>mladšie paleozoikum |

paleogénu predpokladáme sedimenty krížňanského príkrovu. Tento názor potvrdzujú hlavne geologické profily vrtov Plavnica Pl-1 a 2 (tab. 1), ktoré dokresľujú aj ukončenie chočského príkrovu s. od Vrbova. Podľa nich v hĺbke 2500—2700 m končí paleogénny flyš. V jednom vrte (Pl-1), v hĺbke asi 2300 m, sa zistili dolomity, ktoré by mohli patriť aj chočskému príkrovu. Vo vrtnom profile ich je okolo 400 m. Pod dolomitovým blokom sú znovu paleogénne sedimenty, z čoho vyplýva, že tento dolomitový blok je najpravdepodobnejšie olistolit chočských dolomitov v paleogéne. Ak zvážime mechanizmus sklzových telies, potom k transportu dolomitového bloku do paleogénneho mora mohlo dôjsť z J. Dolomitový blok sa nenachádza na báze paleogénu, ale v interformačných polohách flyšu. Z uvedeného vyplýva, že vrty v Plavnici zachytili pod paleogénom vrchný trias krížňanského príkrovu. Vrt vo Vrbove (Vr-2, tab. 1) zachytil krížňanský príkrov pod paleogénom a chočským príkrovom v hĺbke asi 2000 m. Vo vrte Vr-2 krížňanský príkrov reprezentuje minimálne 500 m titón-neokómskych slienitých vápencov s faunou kalpionel. Ak si odčítame oderodované karbonátové sedimenty jury a spodnej kriedy krížňanského príkrovu (zisteného v plavnických vrtoch, ktoré ležia približne v rovnakej nadmorskej výške), potom nám vyjde, že postupujúca transgresia paleogénneho mora zo S na J oderodovala nielen horniny hronika, ale postupne sedimenty spodnej kriedy a možno aj vrchnej jury. Podobný osud stihol aj nezachované horniny chočského príkrovu v oblasti Ružbách a Belianskych Tatier. Takto formovaný sedimentačný bazén vnútrokarpatského paleogénu zanechal na svojom podloží akumuláciu paleogénnych sedimentov, ktorých hrúbka z J na S, resp. SSV stúpa (obr. 4). Kým vo Vrbove paleogénne sedimenty dosahujú hrúbku okolo 1500—1600 m, v oblasti medzi ružbašským mezozoickým ostrovom a vrtmi v Plavnici v údolí Popradu dosahujú hrúbku okolo 2700 m. Nárast hrúbky paleogénnej akumulácie smerom k bradlovému pásmu je nielen primárny, ale došlo k nemu aj v dôsledku tektonického nahromadenia flyšových sedimentov. Tento predpoklad potvrdzujú geologické profily z realizovaných vrtov. Kým vo Vrbove (vrty HV-3, Vr-1, Vr-2, tab. 1) bazálny paleogén leží priamo na dolomitovom podklade, v oblasti Lipian, ale aj Plavnice (vrty L-1, Pl-1, Pl-2, tab. 1), sú bazálne sedimenty paleogénu v styku so svojím podložím už premiestnené. Dôkazom toho sú numulitové valúny bázy paleogénu, ležiace priamo na podložnom mezozoiku krížňanského príkrovu.

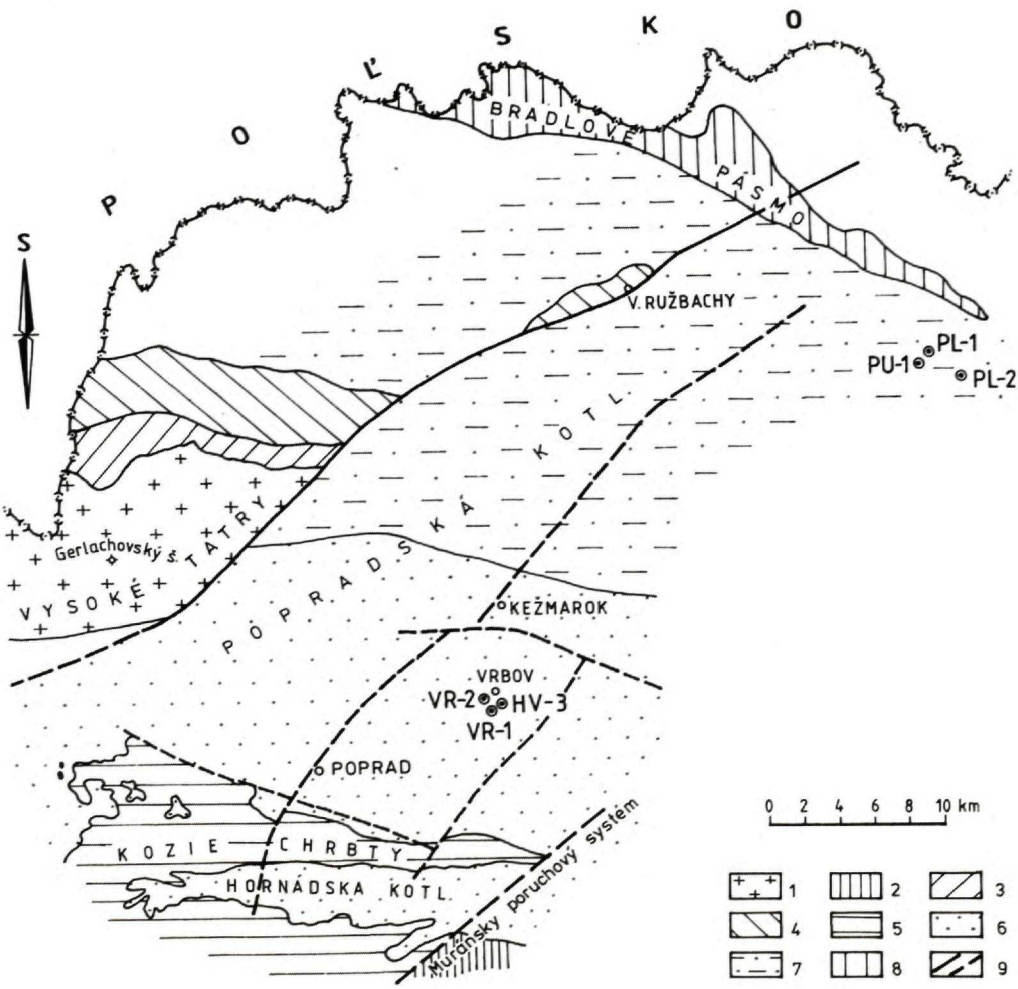
Z uvedeného vyplýva, že v Popradskej kotline reliéf podložia z JJZ na SSV pozvoľna klesá. Nie je vylúčené, že na takomto klesajúcom reliéfe, ktorý je tvorený prevažne krížňanským príkrovom, sa nezachovali trosky chočského príkrovu (obr. 3). Hustota súčasných geofyzikálnych meraní a vrtných prác z Popradskej kotliny zatiaľ neumožňuje detailnú interpretáciu predpaleogénneho reliéfu.

## Geologická charakteristika podložia paleogénu Popradskej kotliny

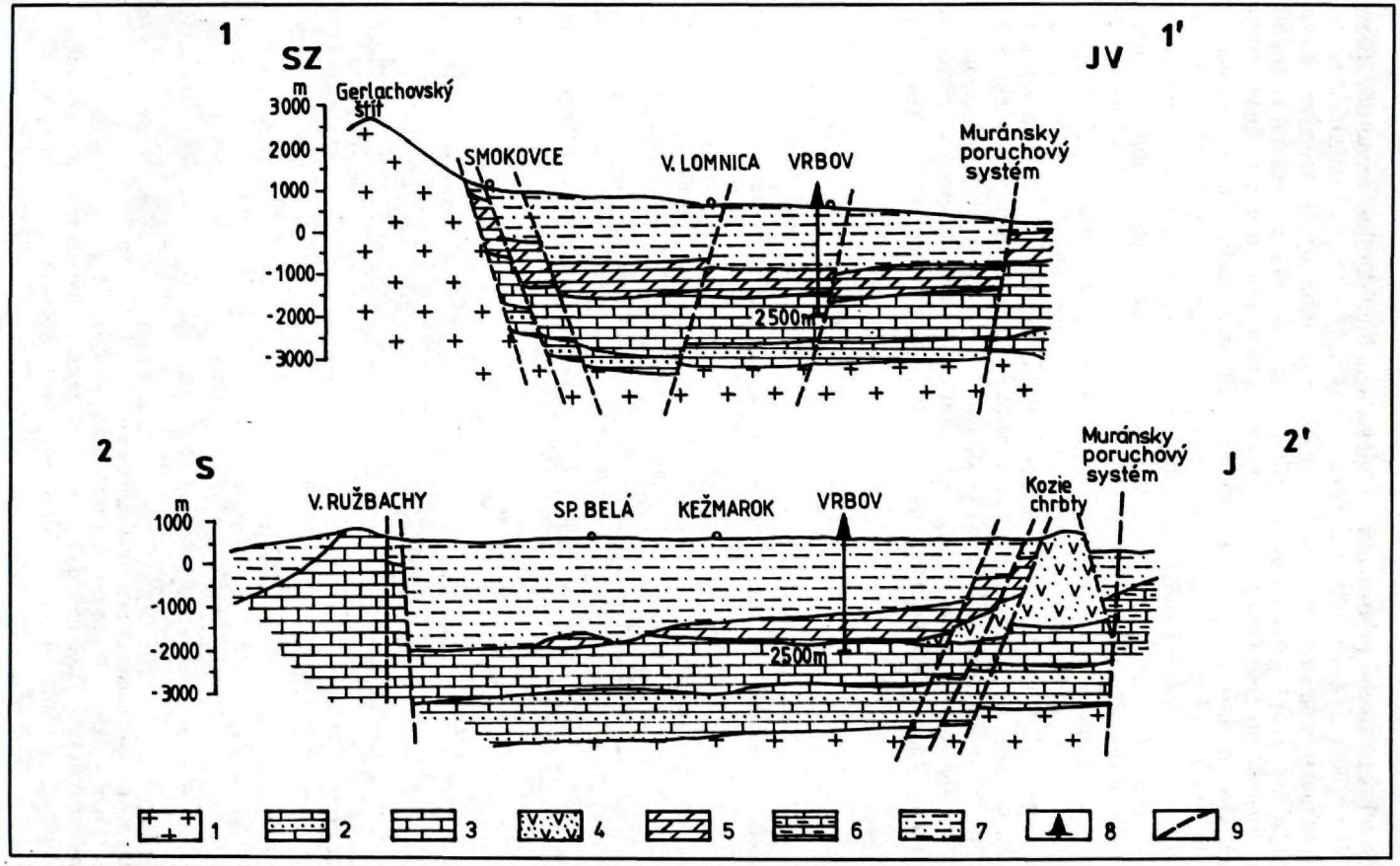
V podloží paleogénu Popradskej kotliny môžeme predpokladať horniny chočského príkrovu (hronika) a krížňanského príkrovu (obr. 2, 3). V južnej časti kotliny, najmä na jej južnom okraji, sedimenty, ale aj vulkanity chočského príkrovu, vystupujú na povrch v Kozích chrbtoch (Vikartovský chrbát). Ďalej na S a SSV sa ponárajú pod hrubú paleogénnu sedimentáciu.

Od spojnice Kežmarok—Tatranská Lomnica až po bradlové pásmo pod flyšovou akumuláciou sú uložené sedimenty krížňanského príkrovu. Jeho stratigrafický obsah má variabilný charakter. V blízkosti bradlového pásma paleogénne sedimenty ležia priamo na vrchnotriasových horninách krížňanského príkrovu (vrty Plavnica 1, 2, Lipany 1 až

5, tab. 1). V miestach, kde je vrtom overený krížňanský príkrov priamo pod chočským príkrovom (vrt Vr-2, tab. 1), jeho najmladšie sedimenty začínajú titón-neokómskymi slienitými vápencami. Hrubú charakteristiku a rozloženie tektonických jednotiek v Popradskej kotline zobrazujú priložené profily (obr. 3). Chočský príkrov v podloží paleogénu môže byť zastúpený chočským a štureckým vývojom.



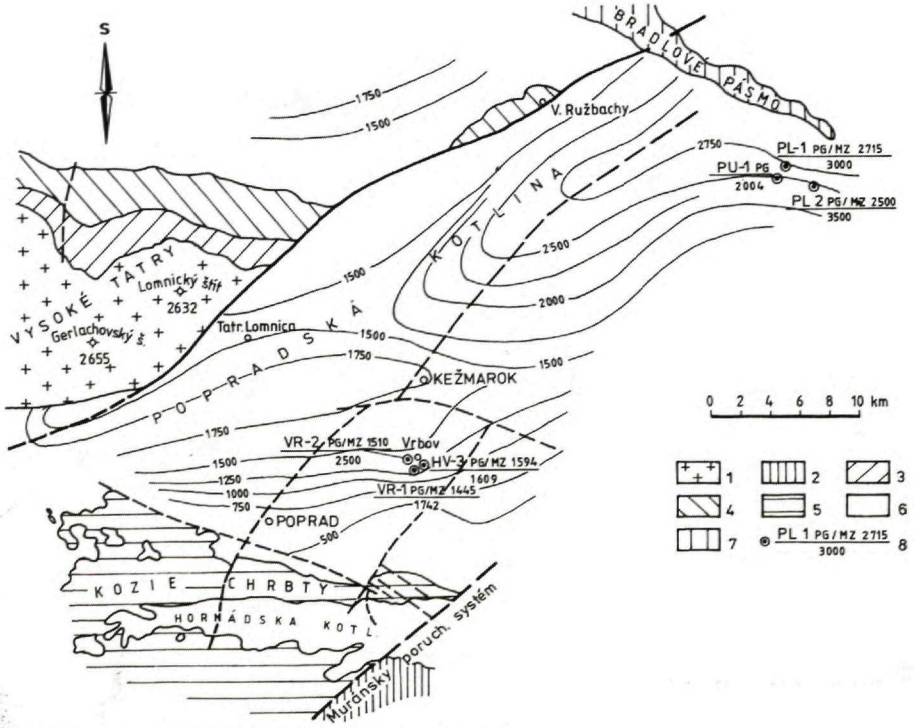

Obr. 2 Predpokladaný priebeh tektonických jednotiek v podloží paleogénu
1 — kryštalinikum vcelku; 2 — gemeridné mezozoikum (silicikum); 3 — obalová séria tatridná; 4 — mezozoikum krížňanského príkrovu; 5 — chočský príkrov; 6 — chočský príkrov v podloží paleogénu; 7 — krížňanský príkrov v podloží paleogénu; 8 — bradlové pásmo vcelku; 9 — priebeh tektonických porúch




Obr. 3 Geologické profily

1 — kryštalinikum tatrika; 2 — obalová séria tatridná; 3 — mezozoikum krížňanského príkrovu; 4 — vulkanosedimentárny vývoj chočského príkrovu; 5 — karbonátový vývoj chočského príkrovu; 6 — gemeridné mezozoikum (silicikum); 7 — vnútrokarpatský paleogén; 8 — oporné vrty; 9 — tektonické poruchy

Sedimenty krížňanského príkrovu sú z litologického hľadiska dosť rôznorodé. Bázu krížňanského príkrovu obyčajne tvoria triasové členy a anisské gutensteinské vápence. Len málokde sa nájdu na báze krížňanského príkrovu aj spodnotriasové kremence, ktoré boli napríklad zachytené vrtom v Ružbachoch na kúpalisku pod verfénskymi vrstvami. Podobnú situáciu môžeme očakávať aj v Popradskej kotline, nielen v Ružbachoch a v Tatrách. Gutensteinské vápence sú hrubé 150—200 m. Sú to hrubolavicovité sivé až čierne celistvé mikritické vápence. Sú pre ne charakteristické biele žilky kalcitu s premenlivým obsahom bituminóznej substancie. Niekedy sú jemnozrnné, často červíkovité. Bazálne gutensteinské vápence sú často brekciovité. Brekcie majú mnoho úlomkov z podložných spodnotriasových hornín. Vyššie polohy gutensteinských vápencov sú svetlejšie, obyčajne organodetritické vápence. Nájdu sa i vložky krinoidových vápencov a nepravidelné polohy dolomitických vápencov. Anisský vek gutensteinských vápencov bol doložený na základe výskytu rias, brachiopódov a lastúrnikov. Vyššie triasové členy ladinu a karnu zastupujú obyčajne dolomity, označované ako ramsauské; niekedy sú hrubé až 500 m. Sú masívne, vo vyšších polohách sú lavicovité (15—50 cm), celistvé, cukrovité a zrnité dolomity s variabilným obsahom nerozpustných zvyškov, obyčajne ílovitých frakcií. Vo vrchných polohách nachádzame aj tenké vložky sivozelených a žltkastých dolomitových slieňov.




Obr. 4 Izohypsy predpokladaných mocností paleogénu
1 — kryštalinikum vcelku; 2 — gemeridné mezozoikum (silicikum); 3 — obalová séria tatridná; 4 — mezozoikum krížňanského príkrovu; 5 — mezozoikum chočského príkrovu; 6 — vnútrokarpatský paleogén; 7 — bradlové pásmo vcelku; 8 — oporné vrty s udaním rozhrania a konečnej hĺbky.

Vyššie členy krížňanského príkrovu, ktoré boli zastihnuté vrtmi pod paleogénnym flyšom (tab. 1), sú prakticky zložené z nepriepustných sedimentov. Zastupujú ich lunzské vrstvy a karpatský keuper. Lunzské vrstvy sú snáď zaujímavé len z toho hľadiska, že oddeľujú karnskú časť dolomitov od hlavnej strednotriasovej dolomitovej masy. Častejšie v podloží lunzských vrstiev, uprostred vrchnej časti strednotriasových dolomitov, vystupujú tmavosivé, ale i svetlosivé organodetritické vápence, biomikrity až biosparity, často označované ako podhradské vápence. Okrem vyššieho triasového člena krížňanského príkrovu karpatského keuperu sa v Popradskej kotline nachádza aj fatranské súvrstvie (karpatský rét). Kým pestrý karpatský keuper, zložený z pieskovcov, tehlovočervených, červenohnedých, sivozelených ílovcov, svetlosivých lavicovitých dolomitov, je hrubý niekedy až 300 m, fatranské súvrstvie je obyčajne 30 m hrubé. Je to v podstate tmavý lumachelový vápenec.

Jurské a spodnokriedové sedimenty krížňanského príkrovu nemajú z hľadiska výskytu geotermálnych vôd rozhodujúci význam. Za zmienku snáď stojí hrubá akumulácia titón-neokómskych vápencov, ktorá sa zväčša zachovala len pod sedimentmi chočského príkrovu (vrt Vrbov-2). Niekedy sa hrúbka tohto súvrstvia odhaduje na 500—1000 m.

Na záver treba ešte spomenúť styk paleogénu so svojím podložím. Kým v južnej časti Popradskej kotliny paleogén bezprostredne leží transgresívne na svojom podloží nezvrásnený, v severnej časti je na svojom podloží tektonicky. Svedčia o tom nielen poznatky z vrtných prác v závere Popradskej kotliny (Plavnica 1 a 2), ale aj poznatky z vrtov v lipanskej oblasti (Lipany 1 až 5). Báza paleogénu je v južnej časti neoddeliteľnou súčasťou svojho podložia. V severnej časti kotliny tektonický kontakt paleogénu s podložím často tvoria nie bazálne sedimenty paleogénu, ale priamo zvrásnené flyšové sekvencie. Na kontakte sú časté aj hrubé polohy interformačných zlepencov.

**Geotermické pomery**

Prvé geotermické údaje z paleogénneho podložia boli získané zo štrukturnogeologických vrtov a z vrtov, realizovaných za účelom vyhľadávania ropy a plynu v oblasti Lipian, Polomy, Šambróna, Plavnice, Klčova a na východnom okraji levočskej panvy, v oblasti Hanušoviec, Prešova a Humenného (B. Leško et al., 1983, T. Koráb et al., 1986, J. Nemčok et al., 1977, E. Píchová, 1987, R. Rudinec, 1987, 1988, P. Gross et al., 1966, B. Leško et al., 1984, A. Kullmanová, 1975, J. Čverčko, 1975, A. Kullmanová—M. Maheľ et al., 1975. Súčasťou vyhodnotenia vrtov sú i niektoré hydrogeologické údaje a informácie. Ide o údaje o perforovaných úsekoch vrtu, o úrovni statickej alebo dynamickej hladiny vo vrte, prípadne o výdatnosti vrtu a o spôsobe odskúšania, údaje o chemickom uložení vody a o priebehu teploty vo vrte. Geotermické údaje z týchto vrtov vyhodnotil M. Král—I. Lizoň—J. Jančí (1985). Geoizotermy, zostrojené na základe nameraných teplôt vo vrtoch, použil R. Rudinec (1984) ako indikátor rozšírenia mezozoických súvrství v podloží neogénu na východnom Slovensku, pričom sa zaoberá aj rozšírením mezozoika sv. smerom pod paleogénom. Konštatuje, že v okolí humenského mezozoika sa nachádza lokálna chladná anomália, ktorá je najpravdepodobnejšie spôsobená infiltráciou povrchových vôd cez rozpukané mezozoické komplexy v priestore ich vystupovania na povrch. Táto anomália sa prejavuje v celom krížňanskom príkrove pod paleogénom, j. od bradlového pásma. Infiltrovaná voda je asi príčinou nízkej mineralizácie vôd v rozpukaných mezozoických komplexoch, zistených v oblasti Vrbova a Lipian. Mezozoické súvrstvie prevŕtané vrtom Prešov-1 pod paleogénom koreluje ako humenské mezozoikum — krížňanský príkrov, z ktorého boli zistené prítoky vôd s nižšou mineralizáciou analogického chemického charakteru ako na vrte Lipany-1.

Prvé technické práce na účely overenia kolektorov geotermálnych vôd a získania ich kvantitatívno-kvalitatívnych charakteristík boli realizované na lokalite Vrbov. Vrty HV-3 (J. NEMČOK—V. HANZEL et al., 1980), Vr-1 (V. ŠINDELÁŘ et al., 1982) a Vr-2 (S. VALÍČEK et al., 1989) sú zároveň prvými hlbokými vrtmi v Popradskej kotline. Na vrte Vr-2 bolo doteraz, ako na jedinom v celej levočskej panve, urobené komplexné geotermické zhodnotenie M. KRÁLOM a J. JANČÍM (in S. VALÍČEK et al., 1989).

Existujúce geotermické údaje zo samotnej Popradskej kotliny, ktoré sú viazané prakticky iba na jednu lokalitu (Vrbov), neumožňujú skúmať rozloženie geotermického poľa v tejto oblasti. Vzhľadom na to sme charakteristiku geotermických pomerov urobili pre celú levočskú panvu a k nej bezprostredne patriace územie z východnej strany, kde bolo v podloží terciéru vrtmi, realizovanými za účelom vyhľadávania ropy a zemného plynu, navŕtané mezozoikum. Viedlo nás k tomu aj to, že pre vnútrohorské kotliny je charakteristický značný rozptyl geotermických údajov, ktorý sa prejavuje nielen medzi jednotlivými kotlinami, ale aj v rámci nich medzi relatívne blízko lokalizovanými vrtmi. Preto v mnohých prípadoch možno podať geotermickú charakteristiku len na základe regionálneho trendu geotermického poľa. Najväčšie geotermické anomálie sú zistené v oblastiach silne porušených infiltráciou studených povrchových vôd, ktoré sú viazané na okrajové časti vnútrohorských kotlín, lebo na úpätiach priľahlých pohorí vystupujú na povrch mezozoické karbonáty, ktoré v kotlinách predstavujú kolektory geotermálnych vôd. Zložité geotermické pomery sú potom dôsledkom hydrogeologických pomerov, ktoré sú vo vnútrohorských kotlinách najvýznamnejším faktorom uplatňujúcim sa pri formovaní geotermického poľa. Uvedené skutočnosti môžeme v Popradskej kotline dokumentovať na príklade vrtu Vrbov-2, pre ktorý bol vypočítaný priemerný geotermický gradient (M. KRÁL—J. JANČÍ in S. VALÍČEK et al., 1989):

— paleogénneho súvrstvia 32,6 °C/km,
— karbonátov chočského príkrovu 19,8 °C/km,
— neokómskych vápencov krížňanského príkrovu 29,9 °C/km.

Zároveň reometria preukázala najväčší podiel karbonátov chočského príkrovu na celkovej výdatnosti vrtu. V. HANZEL (1984) považuje za infiltračnú oblasť týchto vôd juhovýchodné a južné svahy Vysokých Tatier, kde sa pod kvartérnymi sedimentmi v hĺbke 100—300 m nachádzajú karbonáty mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu.

Geotermická charakteristika vrtov, realizovaných v levočskej panve a územia priľahlého z východnej strany, je uvedená v tab. 2 a 3. Z týchto tabuliek vidíme, že vo vertikálnom smere sú geotermické pomery stabilné v rámci jednotlivých litostratigrafických celkov a tektonických jednotiek, pričom ale geotermické gradienty sú vo vnútrokarpatskom paleogéne vyššie ako v podložnom mezozoiku. Plošné rozloženie geotermického poľa pre jednotlivé hĺbkové úrovne ukazuje na pokles teplotnej aktivity smerom z J na S a z JV na SZ do karpatského gravimetrického minima.

Tento trend je v súlade s klesaním regionáleho gradientu tiaže a s poklesom Mohorovičičovej diskontinuity (O. FUSÁN et al., 1987). Priebeh teploty nameranej vo vrte Hanušovce-1 (Ha-1 v tab. 2, 3) poukazuje ale na to, že bradlové pásmo so svojím bezprostredným podložím, tvoriace prakticky severné ohraničenie predmetného územia, nepredstavuje ochladzujúci element mezozoickej štruktúry, na ktorú sú viazané geotermálne vody.

Hodnota tepelného toku bola doteraz v Popradskej kotline určená iba z údajov, získaných z vrtu Vr-2 Vrbov vo výške 65,6 mW/m$^2$ s presnosťou určenia ± 15 % (M. KRÁL—J. JANČÍ in S. VALÍČEK et al., 1989). Táto hodnota tepelného toku dobre zapadá do regionálneho trendu geotermického poľa (M. KRÁL—I. LIZOŇ—J. JANČÍ, 1985). Hodnoty tepelného toku pre celé územie levočskej panvy ležia v intervale 60—75 mW/m$^2$.

Z uvedenej charakteristiky vidieť, že geotermická aktivita územia je mierne zvýšená voči priemerným hodnotám zo všetkých údajov z doteraz preskúmaných vnútrohorských kotlín na území Slovenska (priemerná teplota v hĺbke 1000 m je 38 °C a priemerný gradient pre hĺbku 0—1000 m je 29 °C/km, M. KRÁL—I. LIZOŇ—J. JANČÍ, 1985). Je prakticky na úrovni celosvetového priemeru, čo ho určuje ako perspektívnu oblasť pre získanie nízkoteplotných zdrojov geotermálnej energie.

Tab. 2 Priebeh teploty vo vrtoch s krokom 500 m

| Hĺbka | Označenie vrtu a teplota v °C | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Š-1 | L-1 | PU-1 | Pl-1 | Vr-2 | HV-3 | Pr-1 | MLS-1 | Ha-1 |
| 0 | 7 | 7 | 6 | 6 | 6 | 6 | 8 | 9 | 9 |
| 500 | 28 | 25 | 19 | 22,1 | 22,3 | 24 | 29 | 25 | 29 |
| 1000 | 42 | 39 | 33 | 34,4 | 38,6 | 40 | 48 | 40 | 47 |
| 1500 | 53 | 52 | 46 | 47,4 | 54,7 | 57 | 66 | 54 | 62 |
| 2000 | 64 | 66 | | 62,0 | 65,1 | | | | 76 |
| 2500 | 74 | 78 | | 72,4 | 80,0 | | | | 91 |
| 3000 | 85 | 91 | | 84,4 | | | | | 106 |
| 3500 | 94 | 104 | | 99,4 | | | | | 121 |
| 4000 | 103 | 117 | | | | | | | 135 |
| 4500 | 112 | | | | | | | | 150 |
| 4900 | 119 | | | | | | | | 161 |
| 6000 | | | | | | | | | 190 |

Tab. 3 Geotermický gradient vypočítaný s krokom 500 m

| Hĺbka | Označenie vrtu a geotermický gradient v °C/km | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Š-1 | L-1 | PU-1 | Pl-1 | Vr-2 | HV-3 | Pr-1 | MLS-1 | Ha-1 |
| 500 | 41,2 | 35,9 | 26,0 | 33,5 | 33,6 | 34,5 | 40,4 | 31,4 | 39,6 |
| 1000 | 27,8 | 26,3 | 27,3 | 24,6 | 33,1 | 33,2 | 37,6 | 30,02 | 36,2 |
| 1500 | 23,0 | 26,7 | 26,1 | 26,0 | 32,8 | 33,5 | 37,7 | 29,0 | 30,0 |
| 2000 | 22,5 | 27,5 | | 29,2 | 29,8 | | | | 28,8 |
| 2500 | 20,2 | 25,2 | | 20,8 | 29,8 | | | | 30,1 |
| 3000 | 22,5 | 25,5 | | 24,0 | | | | | 30,1 |
| 3500 | 17,8 | 27,1 | | 30,0 | | | | | 29,6 |
| 4000 | 17,8 | 25,5 | | | | | | | 28,8 |
| 4500 | 17,8 | | | | | | | | 29,6 |
| 6000 | | | | | | | | | 25,9 |

**Hydrogeochemická charakteristika vôd**

Hydrogeochemická charakteristika geotermálnych vôd v oblasti Popradskej kotliny vychádza:

— z charakteristiky chemického zloženia geotermálnych vôd a z ich genézy na jednotlivých lokalitách,

— z priestorového rozdelenia chemického zloženia geotermálnych vôd v Popradskej kotline a v jej širšom okolí.

Vrtmi HV-3, Vr-1, 2 boli v oblasti Vrbova odkryté geotermálne vody základného, výrazného kalciovo-magnéziovo-hydrogénuhličitanového typu s hodnotami celkovej mineralizácie okolo 3,9 g/l, preplynené hlavne $CO_2$ (tab. 4). Kolektorom vôd sú čiastočne karbonáty bazálnej litofácie paleogénu, hlavne však silne porušené triasové dolomity chočského príkrovu (V. HANZEL, 1984). Zvýšený obsah síranov a alkalických kovov, ktorý sa premieta vo zvýšenej hodnote $S_1(SO_4)$ zložky, pochádza pravdepodobne z dvoch procesov. Je to rozpúšťanie sadrovca, respektíve anhydritu prítomného v spodnom triase — perme chočského príkrovu a následná čiastočná ionovýmenná metamorfóza Ca—$SO_4$ zložky vo vrchnej časti rezervoáru (styk s flyšovými litofáciami paleogénu) počas transportno-akumulačnej fázy ich obehu. Zaujímavý je i zvýšený obsah chloridov (~ 85 mg/l). V. HANZEL (1984) pokladá za infiltračnú oblasť týchto geotermálnych vôd juhovýchodné a južné svahy Vysokých Tatier. Toto konštatovanie možno dokumentovať i na obsahu $\delta^{18}O$ z vrtu Vr-2, ktorý sa pohyboval okolo −13 ‰, čo svedčí o infiltrácii extrémne „ľahkých" zrážok. Hodnoty $\delta^{18}O$ zimných zrážok v oblasti Lomnického štítu, Skalnatého plesa, Tatranskej Lomnice a Batizoviec sa v roku 1985 pohybovali od −16 do −18 ‰ (J. KANTOR et al., 1985), ktorý reprezentuje veľké rozdiely v nadmorských výškach jednotlivých lokalít (tzv. výškový izotopový efekt). Vek vôd podľa rádiouhlíkového datovania podľa S. VALÍČKA et al. (1989) je vo veľmi širokom rozmedzí (recent až 24 000 rokov), navyše merateľný obsah trícia dokumentuje pomerne rýchly obeh vôd, kedy prakticky vplyvom „kyslíkového posunu" dochádza ku zníženiu hodnôt infiltrovaných vôd zhruba o 3 až 5 ‰. Z genetického hľadiska ide o karbonátogénne, respektíve do istej miery o vody prechodného typu, viazané na hydrogeochemicky otvorenú štruktúru.

V oblasti Gánoviec sa nachádzajú minerálne vody výrazného, respektíve nevýrazného kalciovo-magnéziovo-hydrogénuhličitanového typu s rozptylom hodnôt celkovej mineralizácie 3,6—3,8 g/l (tab. 4). Na základe hydrochemickej, termometrickej a plynovej prospekcie M. KLAGO et al. (1979) uvádza, že minerálne vody so zvýšenou teplotou sú viazané na tektonické pásmo Z—V a výstupy $CO_2$ i vyššia mineralizácia vôd na zlomy sv.—jz. až sj. smeru (najvyšší obsah $CO_2$ bol 3000 mg/l). Vody sú viazané na dolomity chočského príkrovu (hodnoty pomeru Mg/Ca 0,47—0,59 síce naznačujú zmiešaný obeh, sú však skreslené o podiel Ca z rozpúšťania sadrovca). Tektonické pukliny sú sekundárne vyhojené kalcitom a dolomitom. Z genetického hľadiska ide o vody prechodného typu (karbonátovo-sulfátogénne), viazané na hydrogeochemicky otvorenú štruktúru.

Minerálne vody v Baldovciach a v Sivej Brade sú viazané na hydrogeologickú štruktúru s polozakrytou vývervovou oblasťou. Ide o kalciovo-magnéziovo-hydrogénuhličitanové vody s rozptylom hodnôt celkovej mineralizácie 4,3—8,9 g/l (tab. 4). Významný je podiel $S_1(Cl)$ a $S_1(SO_4)$ zložky, ktorý sa vysvetľoval (O. HYNIE, 1963) sekundárnou metamorfózou pri pretláčaní vôd cez paleogénne sedimenty. O. FRANKO—S. GAZDA (in P. GROSS et al., 1966) však na výsledkoch štruktúrno-geologického vrtu Kl-1 v Klčove dokumentovali vody rovnakého chemického zloženia už v triasových dolomitoch, prípadne na ich tektonickom styku so spodnotriasovým súvrstvím a dokazujú, že sekundárna metamorfóza minerálnych vôd v takýchto štruktúrach prakticky nenastáva. Zdroj zvýšeného obsahu alkálií a chloridov v týchto vodách uvedení autori hľadajú v primárnom prostredí ich formovania. O. FRANKO—D. BODIŠ (1989) tieto vody dávajú do druhej fázy paleohydrogeologického vývoja minerálnych vôd vnútorných Západných Karpát a diskutované zložky považujú za vsiaknutú marinogénnu mineralizáciu, ktorá sa pravdepodobne postupnou infiltráciou meteorických vôd znižuje (pozri ďalej).

Tab. 4 Základné hydrogeochemické parametre geotermálnych vôd

| Lokalita | $T_{H_2O}$ | M mg/l | $S_1(Cl)$ | $S_1(SO_4)$ | $S_2(SO_4)$ | $A_1$ | $A_2$ | Mg/Ca | $SO_4/M$ | $HCO_3/Cl$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| V. Ružbachy (Sčensný) | 23,5 | 3150,4 | 1,97 | 6,16 | 20,43 | — | 71,22 | 0,46 | 0,13 | 36,13 |
| V. Ružbachy (Izabela) | 23,8 | 2960,9 | 2,03 | 5,98 | 19,81 | — | 71,86 | 0,45 | 0,13 | 35,53 |
| Vrbov-1 | 56,0 | 3977,5 | 4,59 | 16,53 | 9,48 | — | 69,30 | 0,54 | 0,13 | 15,09 |
| Vrbov-2 | 59,0 | 3929,2 | 4,42 | 16,61 | 9,62 | — | 69,06 | 0,38 | 0,14 | 15,66 |
| Gánovce (SHG-1) | 25,7 | 3859,9 | 3,31 | 6,93 | 22,37 | — | 67,37 | 0,56 | 0,15 | 20,38 |
| Gánovce (SHG-2) | 24,6 | 3816,9 | 3,65 | 7,85 | 16,86 | — | 71,59 | 0,47 | 0,12 | 19,63 |
| Gánovce (GA-1) | 25,2 | 3736,3 | 1,66 | 6,61 | 34,56 | — | 57,15 | 0,57 | 0,21 | 34,42 |
| Gánovce (GA-1A) | 26,7 | 3733,4 | 1,61 | 6,62 | 34,97 | — | 56,79 | 0,57 | 0,21 | 35,35 |
| Gánovce (Kráter) | 18,0 | 3746,4 | 1,84 | 2,94 | 35,97 | — | 59,20 | 0,56 | 0,19 | 32,27 |
| Gánovce (Kúpeľný) | 22,7 | 3660,5 | 1,59 | 6,45 | 34,51 | — | 57,43 | 0,59 | 0,59 | 36,05 |
| Klčov-1 | 19,0 | 7843,6 | 8,83 | 16,50 | 14,32 | — | 60,29 | 0,59 | 0,16 | 6,83 |
| Lipany-2 | 51,0 | 8670,4 | 28,20 | 1,60 | — | 59,00 | 11,20 | 1,15 | 0,02 | 2,49 |
| Plavnica-1 | 64,5 | 9508,9 | 30,41 | 19,29 | — | 35,43 | 14,69 | 0,39 | 0,10 | 1,65 |
| Šariš-1 | 107 | 11955,2 | 64,41 | — | 7,07 | — | 28,12 | 5,51 | 0,04 | 0,43 |
| Baldovce (Luci) | 11,3 | 8961,6 | 12,12 | 21,04 | 2,78 | — | 63,73 | 0,61 | 0,12 | 5,26 |
| Baldovce (Deák) | 10,5 | 4301,6 | 14,63 | 12,97 | 2,33 | — | 69,24 | 0,42 | 0,08 | 4,77 |
| Lipovce (S-1) | 13,0 | 3605,0 | 6,58 | 6,09 | | 10,41 | 76,57 | 0,66 | 0,03 | 13,19 |
| Prešov-1 | 129 | 10809,2 | 31,59 | 15,64 | — | 49,27 | 3,44 | 0,84 | 0,08 | 1,67 |
| Podskalka (MLS-1) | 33,0 | 836,2 | 9,58 | 24,15 | — | 27,75 | 38,51 | 1,01 | 0,13 | 6,92 |

V oblasti Lipany boli vrtmi Lipany-2, 3 odkryté geotermálne vody nevýrazného nátriovo-hydrogénuhličitanového typu s hodnotami celkovej mineralizácie 6,8—9,2 g/l. Vody sú geneticky viazané na karbonátové súvrstvie triasu krížňanského príkrovu. Z genetického hľadiska ide o marinogénne vody vsiaknuté z paleogénu do podložných karbonátov. Vo vodách prevládajú $CO_2$ a $N_2$ nad ostatnými plynmi. Na základe hodnôt koeficientu Mg/Ca môžeme predpokladať ich obeh v prostredí dolomitov. V prípade vrtu Lipany-1 môže ísť o nereprodukovateľné chemické analýzy.

Vrtom Plavnica-1 bola odkrytá geotermálna voda zmiešaného typu ($A_1$—$S_1(Cl)$—$S_1(SO_4)$—$A_2$) s prevládajúcou nátriovo-hydrogénuhličitanovou zložkou s hodnotou celkovej mineralizácie 9,5 g/l (tab. 4). Geneticky je voda viazaná na karbonáty triasu krížňanského príkrovu (na základe vysokej rádioaktivity vôd možno predpokladať v podloží sedimenty permu). Z genetického hľadiska ide o pomerne zložitý typ zmiešaných vôd.

Vo vrte Šariš-1 boli na rozhraní mezozoika s kryštalinikom v hĺbkovom intervale 3941—3786 m zistené nátriovo-chloridové vody s hodnotou celkovej mineralizácie 11,9 g/l a s vysokým obsahom $CO_2$ (1276 mg/l). Z genetického hľadiska ide o marinogénnu vodu, kde vysoký obsah hydrogénuhličitanov nemožno pripisovať infiltračnej degradácii, ale pravdepodobne je výsledkom pôsobenia $CO_2$.

Minerálne vody v oblasti Vyšných Ružbách sú viazané na karbonáty krížňanského príkrovu. Sú výrazného kalciovo-hydrogénuhličitanového typu s hodnotami celkovej mineralizácie 2,9—3,1 g/l v tzv. „centrálnej výverovej oblasti", kde sa nachádzajú vody s mineralizáciou vyššou ako 2,5 g/l (J. HALEČKA, 1979). Z genetického hľadiska ide o karbonátogénne vody. Na základe koeficientu Mg/Ca môžeme obeh týchto vôd predpokladať v zmiešanom prostredí s prevahou vápencov nad dolomitmi.

Indikáciu rezervoárovej teploty geotermálnych vôd sme urobili podľa chemických geotermometrov. D. BODIŠ (1987) uvádza pre karbonátogénne a karbonátovo-sulfátogénne geotermálne vody ako najvhodnejšie geotermometre log $m_{Ca}/m_{Mg}$, chalcedónový a Na—K—Ca. Výsledky orientačných výpočtov sú uvedené v tab. 5. Použité boli tieto vzťahy:

$$T\,(°C) = 1032/(4{,}69 - \log SiO_2) - 273$$

$$T\,(°C) = 1647[(\log (Na/K) + \beta[\log (\sqrt{Ca}/Na) + 2{,}06] + 2{,}47) - 273$$

$$\beta = 4/3 \text{ pre } [\log (\sqrt{Ca}/Na) + 2{,}06] > 0;\ T < 100\,°C$$

$$\beta = 1/3 \text{ pre } [\log (\sqrt{Ca}/Na) + 2{,}06] < 0;\ T > 100\,°C$$

(koncentrácie sú uvádzané v mg/l)

Tab. 5 dokumentuje pomerne dobrú zhodu pre geotermometer v karbonátovo-evaporitových rezervoároch (I. MARINI—G. CHIODINI—R. CIONI, 1986). Výsledky sú však ovplyvnené vypadávaním vápnika z roztoku (následne je znížený pomer log $m_{Ca}/m_{Mg}$) v podobe inkrustov (pozri prevažujúci stav nasýtenia, respektíve presýtenia väčšiny týchto vôd), čo môžeme najmarkantnejšie pozorovať u vôd z Vrbova.

Geochémia interakcií voda—hornina je čiastočne determinovaná možnými reakciami s ohľadom na nedosýtenie, rovnováhu, respektíve presýtenie voči pevnej fáze alebo plynu pri určitom tlaku. Stav reakcie môže byť vypočítaný podľa rovnovážneho chemického modelu vody a zo stability fáz, ktoré s ňou môžu reagovať. V našom prípade bol použitý model WATEQ, respektíve jeho verzia, spracovaná pre kompatibilné počítače IBM PC/AT. Program počíta rovnovážne stavy reakcií s ohľadom na okolo 200 minerálnych fáz z distribúcie látok v roztoku a kompaktného súboru najnovších termodynamických údajov. Stav konečných aktuálnych fáz je potom vyjadrený v podobe log IAP/KT (index nerovnovážnosti).

Tab. 5 Rezervoárové teploty vypočítané pomocou chemických geotermometrov

| Lokalita | $\log \frac{m_{Ca}}{m_{Mg}}$ | $SiO_2$ chalced. | Na—K—Ca |
|---|---|---|---|
| VR-1 | 21 | 64 | 84 |
| VR-2 | 47 | 60 | 75 |
| Kl-1 | 20 | — | — |
| Pl-1 | 71 | 66 | — |
| Gánovce (Kúpeľný) | 20 | 42 | 60 |
| SHG-1 | 21 | 25 | 33 |
| SHG-2 | 39 | 29 | 69 |
| z trav. lomu | 22 | 52 | 61 |
| u Budaja | 30 | 37 | 35 |
| GA-1 | 26 | 43 | 59 |
| Isabella | 25 | 60 | 43 |
| Sčensný | 28 | 63 | 46 |

Tab. 6 Fázové rovnováhy

| Lokalita | Kalcit | Aragonit | Dolomit | Kremeň |
|---|---|---|---|---|
| Vyšné Ružbachy (Izabela) | −0,038 | −0,185 | −0,248 | 0,533 |
| Vyšné Ružbachy (Kráter) | 0,151 | 0,005 | 0,074 | 0,524 |
| Vrbov-1 | 1,091 | 0,968 | 2,220 | 0,036 |
| Vrbov-2 | 1,850 | 1,728 | 3,659 | 0,399 |
| Gánovce SMG-1 | 0,653 | 0,510 | 1,213 | 0,450 |
| Gánovce GA-1 | 0,606 | 0,426 | 1,128 | 0,647 |
| Klčov-1 | 1,199 | 1,051 | 2,256 | 0,417 |
| Baldovce (Deák) | 0,215 | 0,060 | −0,023 | 0,980 |
| Plavnica-1 | 1,740 | 1,621 | 3,369 | 0,351 |

V tab. 6 sú vybrané aktuálne fázy z hľadiska horninového prostredia rezervoára a nasledujúcej hrubej geochemicko-technologickej charakteristiky exploatovaných vôd. Z tabuľky vyplýva, že prakticky všetky vody, s výnimkou Vyšných Ružbách, sú presýtené hlavnými horninotvornými minerálmi prostredia, v ktorom sa formujú. Pre praktickú potrebu treba upozorniť, že prevažná väčšina geotermálnych vôd podložia Popradskej kotliny bude mať tendenciu vytvárať nad bodom evázie vo vrte a v rozvodových potrubiach inkrusty karbonátového charakteru. Zvýšená mineralizácia týchto vôd (zapríčinená pravdepodobne intenzívnym preplynením $CO_2$) nemusí byť prekážkou pri ich likvidácii do povrchových recipientov (s výnimkou pre chov poteru a ikier) pre ich prevažujúci Ca(Mg)—$HCO_3$ charakter. Marinogénne vody, respektíve vody so zmiešanou genézou, bude nutné exploatovať systémom reinjektáže.

Charakter priestorovej distribúcie chemického zloženia na základe Palmer-Gazdovej klasifikácie je pomerne obtiažny. Prakticky väčšina vôd je Ca(Mg)—$HCO_3$ typu (hlavne v južnej a západnej časti kotliny). Časť z nich je viazaná na karbonáty chočského a časť na karbonáty krížňanského príkrovu. Na odlíšenie týchto vôd sme použili diagram F. D'Amora—G. Scandiffia—C. Panichiho (1983). Základom tejto klasifikácie je výpočet šiestich chemických parametrov A, B, C, D, E, F zo siedmich zložiek, stanovených vo vzorke vody (Na, K, Ca, Mg, Cl, $SO_4$, $HCO_3$). Všetky uvedené parametre sú normalizované v rozsahu +100 a −100. $\Sigma(+)$ predstavuje sumu katiónov a $\Sigma(-)$ sumu aniónov, pričom všetky vstupné hodnoty sú uvedené v mmol. z/l.

Parameter A: $\frac{100}{\Sigma(-)}(HCO_3 - SO_4)$

Parameter B: $100\left(\frac{SO_4}{\Sigma(-)} - \frac{Na}{\Sigma(+)}\right)$

Parameter C: $100\left(\frac{Na}{\Sigma(+)} - \frac{Cl}{\Sigma(-)}\right)$

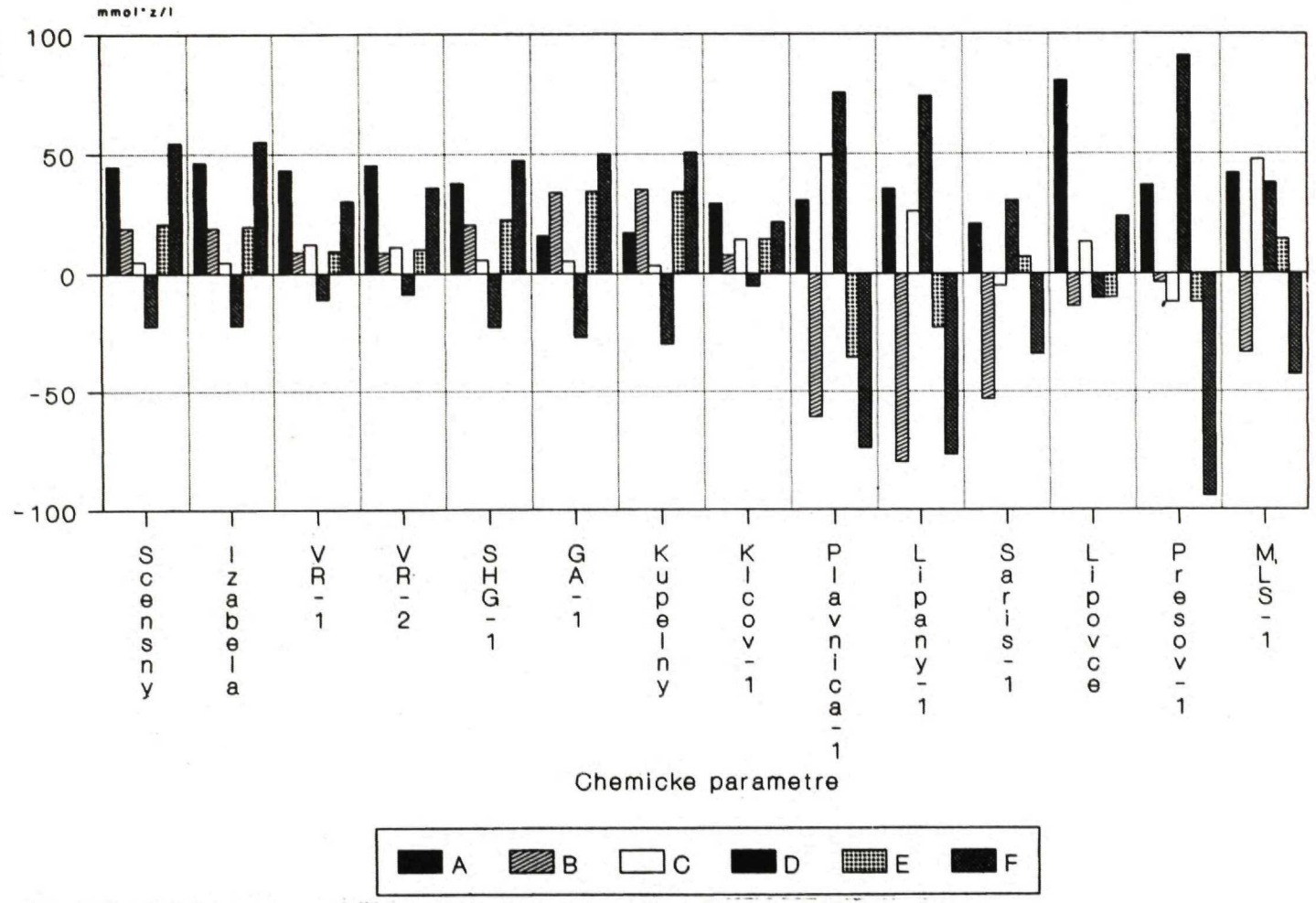
Parameter D: $100\left(\frac{Na - Mg}{\Sigma(+)}\right)$

Parameter E: $100\left(\frac{Ca + Mg}{\Sigma(+)} - \frac{HCO_3}{\Sigma(-)}\right)$

Parameter F: $100\left(\frac{Ca - Na - K}{\Sigma(+)}\right)$

Grafické znázornenie týchto parametrov v kombinácii s Piperovým diagramom umožňuje:

1. V známych podmienkach (geologických a hydrogeologických) možno urobiť tzv. „štandardné diagramy", ktoré môžu potom slúžiť ako porovnávacie.




Obr. 5 Klasifikačný diagram geotermálnych vôd Popradskej kotliny

2. Keď je chemické zloženie vôd premietnuté do širšej oblasti Piperovho diagramu, navrhnuté parametre môžu potvrdiť homogenitu, respektíve nehomogenitu.

3. Keď je konečné chemické zloženie vody výsledkom miešania, z priebehu parametrov možno potom definovať pomer miešania. Autori udávajú aj genetickú interpretáciu vypočítaných parametrov, ktorá však nemá všeobecné použitie (je aplikovateľná na oblasť stredného Talianska, kde boli v rokoch 1979 až 1981 odobrané vzorky vôd).

Obrázok 5 dokumentuje, že skupina geotermálnych vôd vo Vrbove, Gánovciach, Vyšných Ružbachoch a v Klčove má odlišný charakter. Geotermálne vody vo Vrbove a v Klčove (Baldovciach a Sivej Brade) sú podobné a tvoria jednu skupinu. Vody v Gánovciach sa od ružbašských minerálnych vôd odlišujú „sulfátogénnejším" charakterom (pozri parameter B).

Ďalšiu podobnú skupinu tvoria vody v Lipanoch a v Plavnici, od ktorých sa odlišujú geotermálne vody z vrtu Šariš-1. V tomto rozdelení na skupiny pomocou geochemických parametrov v kombinácii s uvedenou charakteristikou jednotlivých lokalít môžeme sledovať trend vývoja chemického zloženia geotermálnych vôd v Popradskej kotline. Regionálne rozšírenie karbonátov chočského a krížňanského príkrovu v podloží paleogénnej výplne podmieňuje vytvorenie veľkého rezervoára geotermálnych vôd. Tvorbu chemického zloženia geotermálnych vôd si v zjednodušenej forme môžeme predstaviť tak, že infiltrujúce zrážkové vody postupujú zo severozápadného okraja kotliny (juhovýchodné a severné svahy Tatier) smerom na JV. Táto časť štruktúry je pomerne dobre premytá (pozri obsah $Cl^-$ a chemické zloženie vôd vo Vrbove). V oblasti Gánoviec sa tieto vody miešajú s vodami, ktorých infiltračnou oblasťou sú Kozie chrbty z. od Gánoviec (vody v Gánovciach majú najvyšší obsah $SO_4$ a najnižší obsah $Cl^-$). Ďalej smerom na V, v oblasti Klčova, Sivej Brady a Baldoviec, je už štruktúra menej premytá, vo väčšej miere sa uplatňuje podiel zasiaknutej marinogénnej mineralizácie (absolútny obsah $Cl^-$ okolo 300 mg/l). V strednej a severovýchodnej oblasti Popradskej kotliny sa prejavuje najmenší podiel infiltračnej degradácie geotermálnych vôd (bradlové pásmo je z hydrogeochemického hľadiska inaktívne — pozri Lipany a Plavnicu). Podobný trend vývoja chemického zloženia vôd možno pozorovať v oblasti od Lipoviec ($A_2$ výr., Cl = 105 mg/l) k vodám odkrytým vo vrte Prešov-1 (zmiešaný typ, Cl = 1524 mg/l). Vo vzťahu ku geotermálnym vodám Popradskej kotliny vody v Lipovciach majú najvýraznejší karbonátogénny charakter a najmenej výrazný sulfátogénny charakter (v klasifikačnom diagrame obr. 5 majú osobitné postavenie). Vody zmiešaného typu s prevahou Na —Cl zložky, odkryté vrtom Prešov-1 (h = 2889,4—2922,0 m), sú podobné ako vody v Lipanoch, Plavnici a v Šariši. Je zaujímavé, že podobný charakter majú aj geotermálne vody zmiešaného typu (prevaha $A_2$ zložky) z vrtu MLS-1 v Podskalke.

## Hydrogeologické pomery

Prirodzené vývery minerálnych vôd v Popradskej kotline a v jej širšom okolí, geneticky viazané na mezozoické karbonáty, sú známe hlavne z Gánoviec, Kišoviec, Vyšných Ružbách, Baldoviec, Sivej Brady a z pramennej sústavy Lipovce-Šindliar.

Výverová oblasť minerálnych vôd vystupujúcich pri severnom okraji Kozích chrbtov sa tiahne prakticky od Gánoviec smerom na V v dĺžke asi 5 km až po obec Hôrka (M. Klago et al., 1972). Z geologicko-tektonického hľadiska predstavuje toto územie priekopovú prepadlinu, ktorá sa vytvorila na severnom okraji Kozích chrbtov. Územie je budované horninami mezozoika, paleogénu, kvartéru a má pomerne zložitú tektonickú stavbu. Systémom zlomov ZSZ—VJV a SV—JZ sa tu vytvorila kryhová stavba

s priečnymi a pozdĺžnymi elevániami mezozoického podložia. Vlastná priekopová prepadlina je vyplnená paleogénnymi sedimentmi. Mezozoické horniny vystupujú na povrch j. a z. od Gánoviec a budujú horský hrebeň Kozích chrbtov. Z hydrogeologického hľadiska môžeme v tomto pohorí vyčleniť horniny menej priaznivé, ktoré vzhľadom na svoje litologické zloženie, malú hrúbku a plošnú rozlohu neumožňujú rozsiahlejší obeh a väčšie akumulácie podzemných vôd. Patria sem horniny spodného triasu (bridlice, kremence, pieskovce) a mladšieho paleozoika (slienité bridlice, fylitické bridlice, arkózovité droby, pieskovce, zlepence spolu s melafýrovými horninami). Priaznivejšie hydrogeologické vlastnosti majú karbonáty stredného a vrchného triasu (vápencovo-dolomitické súvrstvie), ktoré vystupujú na povrch v oblasti Lučivná—Mengusovce—Svit—Spišská Teplica. Ich puklinovo-krasová priepustnosť umožňuje obeh väčším množstvám podzemných vôd a vytvára dobré podmienky aj pre ich akumuláciu. Tieto karbonáty sa smerom na S a na V ponárajú pod flyšovú výplň Popradskej kotliny (obr. 3). Pre nepatrný výskyt lunzských vrstiev nie je možné zistiť hranicu medzi strednotriasovými a vrchnotriasovými dolomitmi. Podzemné vody tohto komplexu využívajú jeho prirodzený sklon v smere pod Popradskú kotlinu, a preto sú v podstatnom množstve koncentrované v bariérových prameňoch medzi Svitom a Spišskou Teplicou. V tejto časti je relatívne najnižšie miesto karbonátového komplexu (706—715 m n. m.). Rozloha komplexu je 36,2 km$^2$, z toho 33,0 km$^2$ pripadá na vlastné karbonáty, zastúpené v podstatnej miere dolomitmi, menej vápencami a zlepencami bazálneho paleogénu a 3,2 km$^2$ zaberajú priľahlé svahy, pozostávajúce z flyšoidného súvrstvia paleogénu, respektíve z glacifluviálnych sedimentov, odvodňovaných do komplexu karbonátov. Najväčším prameňom štruktúry je „Nové okno", asi 800 m jz. od Spišskej Teplice. V rokoch 1968—1972 jeho výdatnosť kolísala od 141,8 do 185,1 l/s a teplota vody od 10,0 do 10,3 °C (V. Hanzel, 1974). Menšia časť podzemných vôd (15—30 l/s) vyviera v rozptýlených prameňoch priamo z dolomitov, ktoré sú silne tektonicky porušené a rozpadajú sa až na dolomitický piesok. Časť vôd z komplexu je odvádzaná okrem prameňov i priamym prestupom podzemných vôd do rieky Poprad, ktorá priečne prerezáva dolomity spomínanej oblasti. V. Hanzel (1974) na základe bilančného hodnotenia udáva, že asi 40—50 l/s puklinovo-krasových vôd prestupuje z tohto karbonátového komplexu pod paleogénnu výplň Popradskej kotliny, čo sa zhoduje s predstavou ďalších autorov o infiltračnej oblasti pre minerálne vody v spomínanej výverovej oblasti Gánovce-Hôrka (V. Struňák, 1964, V. Hanzel, 1974, M. Klago et al., 1975, 1979). Celková výdatnosť minerálnych prameňov v tejto oblasti nepresahuje 15 l/s (V. Struňák, 1964). Vrtmi GA-1, GA-1/A, ŠHG-1 a ŠHG-2 boli zachytené minerálne vody v triasových dolomitoch. Výdatnosť vrtov bola 2—7 l/s, teplota vody 22—26°C a mineralizácia 3,7—3,9 g/l (P. Ťkáčik et al., 1984).

Minerálne vody vo Vyšných Ružbachoch patria k najteplejším (24,3 °C) a najvýdatnejším uhličitým vodám (27 l/s) v Popradskej kotline a ich výstupné cesty sú viazané na mezozoikum ružbašského ostrova, ktoré predstavuje pestrú paletu stratigraficky, petrograficky a litologicky odlišných typov hornín. Má komplikovanú geologickú stavbu, čo sa odráža i v zložitých hydrogeologických pomeroch. Z hydrogeologického hľadiska môžeme v mezozoiku vyčleniť horniny, ktoré sú prakticky nepriepustné, respektíve veľmi nízko zvodené. Sú to horniny vrchného triasu vo fácii karpatského keuperu. Súvrstvie je tvorené veľkou mocnosťou červených ílovitých bridlíc, vo vyšších polohách kremitými pieskovcami a kremencami. Súvrstvie dosahuje hrúbku 200—250 m (A. Kullmanová, 1974). Bridličnaté súvrstvie pelitov prevláda vo východnej časti ostrova, pieskovcovo-kremencové má prevahu v západnej časti. Keuperské sedimenty zohrávajú dôležitú úlohu izolátora pre minerálne vody s hlbším obehom a pre vody s plytkým obehom. Nízko zvodnená je aj grestenská fácia, tvorená prevažne ílovcovým súvrstvím s polohami

organodetritických vápencov. Relatívne vyššie zvodnené sú jurské organogénne vápence (hetanž) a jurské slienité vápence s rohovcami, „fleckenmerglovej" fácie s puklinovou priepustnosťou.

Z hľadiska zvodnenia najvýdatnejší je vápencovo-dolomitický komplex stredného a vrchného triasu. Tieto najspodnejšie súvrstvia krížňanského príkrovu sú významným kolektorom krasových a puklinovo-krasových vôd. Vystupujú vo forme ostrovov a ostrovčekov odkrytých eróziou v podloží keupru. V západnej časti, jz. od kóty Homolka, sú to rozlohou malé ostrovčeky dolomitov, ktoré majú skôr stratigrafický význam. Rozlohou oveľa väčšie ostrovy sú východnejšie, v doline Krížneho potoka. Je to ostrov dolomitov Vápenného potoka a vápencovo-dolomitický komplex Čuby. Zaberajú plochu 1,10 km$^2$. V obidvoch častiach predstavujú súvrstvia mierne zvlnenú dosku s generálnym úklonom na S, respektíve na SV. Krasové javy sa prejavujú v tomto komplexe v malej miere. 300 m v. od kóty Čuba sa nachádza malá jaskynka v spodnom vápencovom súvrství. Hydrogeologickým mapovaním a hydrometrickým profilovaním neboli dokumentované významnejšie výstupy, respektíve straty povrchových vôd. Jednou z najpravdepodobnejších možností, ako sa tento komplex Čuby odvodňuje, je hlbinný prestup jeho podzemných vôd s., sv. pod súvrstvia keuperu a v značnej miere sa podieľajú na plytkom obehu podzemných vôd v rámci ružbašského mezozoika (J. Halečka, 1979).

Vo východnej časti, v doline Záložného potoka, vystupuje ostrov vrchnotriasových dolomitov s plochou 0,27 km$^2$. Ide o hrubolavicovité dolomity vo vrchnejších polohách s malými preplástkami ílovitých bridlíc. Tento komplex dolomitov je zvlášť dôležitým kolektorom podzemných vôd. Predstavuje súvrstvie s puklinovými vodami s plytkým obehom, ale je i hlavným nositeľom termálnych minerálnych vôd s hlbokou cirkuláciou.

Obyčajné podzemné vody vyvierajú v niekoľkých menších údolných prameňoch v údolí Záložného potoka. Najväčšia časť podzemných vôd vyviera vo forme skrytých prítokov do Záložného potoka a v prameni Beatrix na päte svahu údolia Záložného potoka. Jeho výdatnosť sa pohybovala od 13,0 do 17,6 l/s. Tento prameň na základe chemickej analýzy predstavuje samostatnú obehovú vetvu v karbonatickom súvrství s nepatrným prírodnom $CO_2$ a minerálnych vôd (V. Hanzel—T. Repka, 1970). Vrchnotriasové dolomity v doline Záložného potoka sú tiež nositeľom termálnych minerálnych vôd.

Hydrogeologicky významná je troska bazálneho paleogénu, ktorá vytvára kótu Veľká Kýčera. Ide o bazálne súvrstvie, tvorené zlepencami a numulitovými vápencami. Vyznačuje sa dobrou puklinovou a puklinovo-krasovou priepustnosťou s hustou sieťou puklín zóny zvetrávania, tvoriacich dobré podmienky pre obeh a akumuláciu podzemných vôd. Numulitové vápence sú silno skrasovatené. Celá troska Veľkej Kýčery je odvodňovaná na S v doline Čertovho potoka vo forme puklinových prameňov s výdatnosťou 1,9—11,0 l/s. Časť vôd drénujú podložné slienité jurské vápence, ktoré sú značne rozpukané. Výdatnosť týchto prameňov je 0,3—0,4 l/s (l. c.).

Za infiltračnú oblasť minerálnych vôd vo Vyšných Ružbachoch sa pokladajú mezozoické karbonáty, vystupujúce v Belianskych Tatrách (M. Maheľ, 1952). Na základe geologickej stavby a priestorového rozloženia karbonátov v Belianskych Tatrách J. Halečka (1979) a V. Hanzel (1981) považujú za infiltračnú oblasť karbonatický komplex čiastkového príkrovu Bujačieho vrchu. Tento komplex karbonátov sa tiahne od Tristárskej doliny a Riglianskeho potoka (spolu s bazálnym paleogénom) až po Tatranskú Kotlinu. Celá infiltračná oblasť leží v nadmorskej výške 800—2150 m. Vlastný komplex triasových karbonátov a jurských vápencov spolu s bazálnym paleogénom má rozlohu 22,4 km$^2$. Komplex je silne skrasovatený a rozpukaný, s vysokou infiltračnou schopnosťou. Generálny sklon týchto súvrství je na S a SV, kde sa ponárajú pod vnútrokarpatský paleogén.

Podrobné hydrogeologické zhodnotenie Belianskych Tatier je v príspevku V. Hanzela.

Z celkového hodnotenia štruktúry karbonátov Bujačieho vrchu vyplýva, že predstavuje v Belianskych Tatrách veľmi významnú štruktúru puklinovo-krasových vôd. Geologická stavba územia však vytvára podmienky na prestup ďalšej časti podzemných vôd pod flyšové sedimenty paleogénu Spišskej Magury a Popradskej kotliny, pod ktoré, ako dokazujú výsledky geofyzikálnych meraní, sa ponárajú triasové karbonáty (obr. 2,3, V. HANZEL et al., 1981).

Ucelený prehľad o možných infiltračných oblastiach pre minerálne vody v Baldovciach-Sivej Brade uvádza P. GROSS (1987). Ako prvú možnú infiltračnú oblasť uvádza pohorie Galmus, kde vystupujú triasové vápence a dolomity, v podloží ktorých sú permsko-verfénske horniny so sadrovcom. V súlade s generálnym úklonom súvrství je i smer prúdenia podzemných krasových vôd a odvodňovanie povrchovými tokmi na S (E. KULLMAN, 1982). V uvedených karbonátoch prúdi infiltrovaná voda pod paleogénnu výplň Hornádskej kotliny, prestupuje do dolomitov chočského príkrovu a v oblasti Baldoviec, respektíve Sivej Brady po zlomových líniách vystupuje na povrch. Treba však upozorniť, že v Chrasti nad Hornádom hydrogeologický vrt GK-2 (E. KULLMAN, 1982) navŕtal spodný trias (nepriepustné horninové prostredie) v hĺbke asi 100 m. Okrem toho východy spodného triasu sú pri Matejovciach a pri Olcnave. Táto skutočnosť svedčí o dvíhaní sa spodného triasu na povrch v oblasti toku Hornádu. Na základe toho nemožno vylúčiť alternatívu, že karbonáty Galmusu smerom do Hornádskej kotliny (t. j. na S) môžu postupne vykliňovať na „bariére" spodného triasu, a teda sa nespájajú s karbonátmi, ktoré sú nositeľmi minerálnych vôd v Baldovciach. Ako druhú možnú infiltračnú oblasť uvádzajú štruktúru Braniska. Toto pohorie je na západnej strane oddelené od paleogénnej výplne Hornádskej kotliny a Levočských vrchov výraznou sústavou zlomov, ktoré by mohli od seba oddeľovať zvodnené karbonáty lačnovského synklinória, respektíve harakovskej synklinály, od celkove nepriepustných alebo čiastočne priepustných horninových súborov podtatranskej skupiny (vnútrokarpatského paleogénu). Cirkulácia podzemných vôd by tu bola možná v tom prípade, keby sa na oboch krídlach severojužných zlomov Braniska stýkali v podloží paleogénu karobnátové horninové prostredia, alebo v tom prípade, keby voda mohla prúdiť drvenými zónami, sprevádzajúcimi výrazné zlomové línie vchádzajúce do Braniska zo Z, z baldovsko-drevenickej oblasti. Tieto zlomy sú popretínané západnými okrajovými zlomami Braniska, na ktorých sa nachádza množstvo menších i výdatnejších výverov vôd. Vzdušná vzdialenosť mezozoických hornín Galmusu (spišského príkrovu) od baldovských výverov je asi 7,5 km, zatiaľ čo harakovského mezozoika k travertínom Dreveníka a Sobotiska je iba 4 až 4,5 km. Nemožno celkom vylúčiť ani alternatívu, že baldovsko-sivobradsko-drevenícke minerálne vody majú infiltračnú oblasť v karbonátoch Galmusu, pričom isté množstvo môže byť dotované z karbonátov Braniska. Ako tretiu možnú infiltračnú oblasť uvádzajú severné svahy Kozích chrbtov medzi Spišskou Teplicou, Svitom, Mengusovcami a Štrbou. Tu vystupujú na povrch karbonáty (prevažne dolomity) stredného a vrchného triasu chočského príkrovu, ktoré sa smerom na S postupne ponárajú pod hrubé paleogénne sedimenty Popradskej kotliny. Podložie dolomitov je tvorené vcelku nepriepustnými permskými a spodnotriasovými horninami. Štruktúra Kozích chrbtov pokračuje východným smerom, ponorená pod paleogénne sedimenty, až do oblasti Baldoviec, Dreveníka a Spišského Podhradia. Už J. ILAVSKÝ et al. (1956) uvádza, že na tomto „podzemnom chrbte" sú priamo závislé minerálne pramene v línii od Šváboviec smerom na Spišské Podhradie. P. GROSS (1987) predpokladá, že uvedené triasové dolomity sú nositeľom podzemných vôd, ktoré vyvierajú, respektíve sú ťažené vo Vrbove, v priestore Kišoviec-Šváboviec, v Gánovciach, v Klčove, na Sivej Brade a na Dreveníku.

Výstupy vôd sú spôsobené pravdepodobne aeroliftom — plynmi (prevažne $CO_2$), ktoré sa tlačia na povrch po veľkej tektonickej línii vikartovského zlomu a ďalších paralelných líniách v Popradskej kotline. Takéto vody, presýtené plynom, sú ľahšie ako okolité nepreplynené vody a majú tendenciu postupovať na povrch, kde vytvárajú početné pramene, prípadne sa z nich vyzrážajú menšie i väčšie travertínové kopy (Gánovce, Sivá Brada, Sobotisko, Dreveník, atď.). Ako štvrtú možnú alternatívu uvádzajú, že pre také malé množstvo podzemných vôd, aké vyviera na Sivej Brade, alebo je ťažené v Baldovciach, infiltračné karbonátové prostredie nemusí nutne vystupovať na povrch. Môže vytvárať iba podzemné drenážne prostredie pre vody infiltrované do paleogénnych a kvartérnych sedimentov. Tie potom, presýtené plynmi privádzanými po významných tektonických líniach, sú tlačené na povrch.

M. Maheľ (1952) predpokladá, že minerálne vody v Sivej Brade pochádzajú aspoň čiastočne z vápencovo-dolomitických komplexov Galmusu a Slovenského raja. Vznik prameňov, výstupné cesty a chemické zloženie týchto vôd závisí však podľa neho od tektonickej stavby severnejšieho pásma.

O. Hynie (1963) predpokladá infiltračnú oblasť v karbonátoch, ktoré vystupujú na povrch v Slovenskom raji a v pohorí Galmus, odkiaľ sa tieto karbonáty ponárajú pod flyšové horniny vnútrokarpatského paleogénu Hornádskej kotliny, pričom predpokladal, že tvoria podložie aj v oblasti Baldoviec a Sivej Brady. J. Ilavský et al. (1956) ale uvádza, že vrty v oblasti Abrahamoviec a Janoviec prevŕtali veporidný vývin (chočský príkrov), čo by znamenalo, že gemeridný vývoj mezozoika končí niekde j. od mohutnej severospišskej poruchovej zóny, tiahnucej sa v línii Švábovce—Spišský Štvrtok—Spišský Hrhov—Spišské Podhradie (obr. 2). Potvrdil to aj štruktúrny vrt Kl-1 v Klčove (P. Gross et al., 1966, A. Biely—O. Franko—P. Gross, 1965). A. Biely (in P. Gross et al., 1966) celý prevŕtaný profil triasu a permu interpretoval v prvej alternatíve ako jednu tektonickú jednotku porovnateľnú s profilom Braniska, t. j. obal tatrika. Podľa druhej alternatívy dolomity koreloval s chočským príkrovom a spodný trias s permom ako obalovú sériu Braniska. Príslušnosť spodného triasu a permu k chočskému príkrovu považoval za menej pravdepodobnú, lebo neboli navŕtané melafýrové horniny. Na vrte boli zistené prítoky minerálnej vody. Prvý väčší prítok bol v hĺbke 135,7 m z poruchy, na ktorej sa stýkajú paleogénne piesčité ílovce s triasovými dolomitmi. Prejavoval sa v podobe prerušovaných erupcií s výdatnosťou 0,4 l/s a s teplotou vody 13,6 °C. Ďalšie dva prítoky sú z hĺbky 430 a 520 m. Prvý je z dolomitov a druhý z dislokačnej plochy medzi dolomitmi a podložnými kremencami. Prítoky sa prejavovali vo forme prerušovaných erupcií s výdatnosťou 10 až 18 l/s, teplota vody bola 19—20 °C. Chemické zloženie vody (tab. 4, obr. 5) je u všetkých prítokov rovnaké. O. Franko (in P. Gross et al., 1966) predpokladá výdatnosť všetkých troch prítokov pri nepretržitom voľnom prelive 5—6 l/s.

Na základe zhodného chemického zloženia vôd (tab. 4, 6, obr. 5) z vrtu Kl-1 a vôd získaných z vrtov v oblasti Vrbova (Vr-1, Vr-2) predpokladáme, že mezozoické karbonáty prevŕtané vrtom Kl-1 patria chočskému príkrovu, ktorý bol dokumentovaný vrtmi Vr-1 a Vr-2 vo Vrbove (obr. 2, 3). Ďalej zo zhody chemického zloženia týchto vôd vyplýva, že chočský príkrov prevŕtaný v Klčove nie je odvodňovaný v blízkej výverovej oblasti Baldovce—Sivá Brada. Tento fakt podporuje aj nízka teplota minerálnych vôd v Baldovciach a v Sivej Brade, ktorá sa pohybuje od 10 °C do 13 °C, čo podľa priebehu teploty na vrte HV-3 (M. Král—J. Lizoň—J. Jančí, 1985) predstavuje hĺbku tvorby 100—175 m. O. Franko (in P. Gross et al., 1966) túto teplotu udáva pre vody vytekajúce z hĺbky 135,7 m z vrtu Kl-1 na rozhraní paleogénu a mezozoika. Vody patriace mezozoiku z hĺbky 430 a 520 m mali už teplotu 19—20 °C, čo je v súlade s teplotami pre hĺbku

okolo 450 m v tejto oblasti. Vzhľadom na uvedené skutočnosti predpokladáme, že infiltračnou oblasťou minerálnych vôd v Baldovciach a v Sivej Brade sú karbonáty mezozoika vystupujúce v Branisku, pričom nie je možné vylúčiť ani určitý podiel vôd sformovaných v paleogénnych sedimentoch, ktoré s vodami mezozoických sedimentov komunikujú po zlomových líniach.

Minerálne vody v oblasti Lipovce—Šindliar vyvierajú na východnom okraji Braniska, na križovaní sa pozdĺžneho zlomu smeru Z—V s priečnymi zlomami sv.—jz. smeru. Za ich infiltračnú oblasť je považované územie severnej časti Braniska (O. HYNIE, 1963, J. FRANKOVIČ et al., 1976, O. FRANKO—S. GAZDA—M. MICHALÍČEK, 1975, P. GROSS —Ľ. GAÁL, 1983), kde sa nachádzajú veľmi dobre zvodnené dolomity stredného a vrchného triasu, ktoré sú odvodňované na okrajových zlomoch pri styku s flyšovými horninami vnútrokarpatského paleogénu. Flyšové horniny vytvárajú v týchto miestach karbonátogénnym vodám Braniska typickú bariéru. Má to význam nielen pre minerálne, ale aj pre obyčajné vody. Hydrometrovacími prácami bol v oblasti Lipovce dokázaný prítok vody 66 l/s (M. CHOCHOL et al., 1984). Na základe hydrogeochemickej bilancie podľa pomeru miešania bol dokázaný minimálne 10%-ný podiel minerálnej vody. P. GROSS —Ľ. GAÁL (1983) upozorňujú na možnú infiltračnú oblasť s. od Braniska, kde vrchné členy vnútrokarpatského paleogénu tvoria pomerne dobre priepustné pieskovce bielopotockého typu, ležiace na takmer nepriepustných horninách flyšu. Vody pieskovcového súvrstvia môžu po hlbokých zlomoch sv.-jz. smeru komunikovať s vodami chočských dolomitov a zvyšovať celkovú výdatnosť oblasti. Na základe izotopového výskumu (J. KANTOR et al., 1985) možno ako zdroj síranov vylúčiť sadrovce a anhydrity permského veku a najspodnejšieho werfénu a syngenetické sulfidy. Z výsledkov termodynamickej analýzy je zrejmé, že uvedené minerálne vody sú voči horninovému prostrediu presýtené (M. CHOCHOL et al., 1984), z čoho vyplýva ich formovanie vo väčších hĺbkach. Toto podporuje aj ich zvýšená teplota (22 °C). Uvedené fakty dokazujú, že tieto minerálne vody sa formujú v podložnom mezozoiku, kde treba hľadať aj pôvod zvýšeného obsahu alkálií a chloridov, zdrojom ktorých by mohli byť marinogénne vody terciéru, čo pripúšťa aj izotopické zloženie síry. Čiastočným dôkazom o možnom zachovaní reliktov marinogénnych vôd sú hodnoty koeficientu Cl/Br. Jeho hodnota pre morskú vodu je okolo 300. V ostatných minerálnych vodách Šarišskej vrchoviny sa hodnoty tohto koeficientu pohybujú v intervale 31—83. V minerálnych vodách pramennej sústavy Lipovce-Šindliar sa tieto hodnoty pohybujú v intervale 431—452, čo svedčí o rozdielnej genéze uvedených minerálnych vôd a naznačuje, že by mohlo dochádzať k rozptyľovaniu reliktov marinogénnych vôd do mezozoických vôd Braniska. Celková výdatnosť tejto pramennej sústavy je okolo 6 l/s odhliadnuc od prestupov minerálnych vôd do povrchových tokov, teplota prameňov sa pohybuje v rozmedzí 12—22 °C a mineralizácia 2,5 —3,6 g/l.

Na základe uvedenej charakteristiky hydrogeologických pomerov levočskej panvy a k nej patriacej Popradskej kotliny môžeme povedať, že v tejto hydrogeotermálnej štruktúre sú geotermálne vody vadózneho pôvodu viazané na triasové karbonáty chočského a krížňanského príkrovu (obr. 2, 3, tab. 1, 7), ktoré vystupujú na povrch v týchto infiltračných oblastiach geotermálnych vôd: Vysoké Tatry, Belianske Tatry, Kozie chrbty, Ružbašské predhorie, Branisko, Čierna hora a Humenské vrchy. Vystupovanie týchto karbonátov pod vnútrokarpatským paleogénom bolo overené vrtmi v Gánovciach (GA--1/A, ŠHG-1, 2), Vrbove (HV-3, Vr-1, Vr-2), Klčove (Kl-1), Plavnici (Pl-1, Pl-2), Polome (Š-1), Lipanoch (L-1, 2, 3, 4, 5), Podskalke (Humenné MLS-1) a v Prešove (P-1). Výdatnosť týchto vrtov bola od desatín l/s až do 33,2 l/s, mineralizácia vôd v intervale 0,8—12,4 g/l, teplota na ústí vrtov 24—59 °C a chemický typ od Ca—Mg—$HCO_3$

s rôznymi prechodnými a zmiešanými typmi až po Na—Cl typ (tab. 4, 7). Vo vrtoch Pl-1 a Pl-2 bol OHS Stará Ľubovňa zistený aj obsah ropných látok v intervale 4,5—5,1 mg/l (R. RUDINEC, 1987, 1989). Obr. 5 nám na základe chemického zloženia geotermálnych vôd dokumentuje príslušnosť vrtov v Gánovciach, Vrbove a v Klčove k chočskému príkrovu a všetkých ostatných ku krížňanskému príkrovu. R. RUDINEC (1989) uvádza, že „... územie patrí medzi najvhodnejší región na získanie termálnych vôd v regionálnom rozsahu. Najvhodnejším objektom sú tu karbonáty mezozoika krížňanského príkrovu, zastúpené po celom území, od štátnej hranice s Poľskou republikou až po štátnu hranicu so SNŠ na JV. Dostatočná hrúbka a veľký plošný rozsah poskytuje určité garancie zásob vody. Ak k tomu zoberieme ešte skutočnosť, že súvrstvie je čiastočne dotované povrchovými vodami cez svoje odkryvy na povrchu (Branisko, ružbašský ostrov, Humenské vrchy), jeho význam na tomto poli ešte vzrastá. V našom regióne by bolo možné z existujúcich podkladov povedať, že vhodné podmienky na získanie termálnych vôd majú mestá Stará Ľubovňa, Lipany a Sabinov. U ďalších je to možné čiastočne predpokladať — Ružbachy, Prešov, Hanušovce, Vranov n/Topľou a Sobrance".

Z chemického zloženia vôd a priebehu teplôt v hodnotenom území vyplýva, že z celej oblasti je najviac premytá práve Popradská kotlina, ktorej z pohľadu geotermálnych vôd patria infiltračné oblasti vo Vysokých Tatrách, Belianskych Tatrách, Ružbašskom predhorí a v Kozích chrbtoch. Na južnom okraji Vysokých Tatier sa mezozoikum a bazálna litofácia paleogénu tektonicky stýka s kryštalinikom v dĺžke okolo 30 km. Hlavná časť mezozoika je prekrytá kvartérnymi (glacigénnymi) sedimentmi, ktorých hrúbka je v oblasti Štrbského plesa viac ako 400 m (V. HANZEL—S. GAZDA—J. VAŠKOVSKÝ, 1984). Drénovanie kvartérnych sedimentov podložnými karbonátmi bolo zistené viacerými hydrogeologickými vrtmi pozdĺž poruchového pásma podtatranského zlomu. Podľa výsledkov bilančného hodnotenia V. HANZEL (1984) udáva, že zo zrážok spadnutých na hodnotené územie predstavuje neevidovaný skrytý odtok podzemných vôd v priemere 15,5 %.

Podstatná časť tejto zložky je zrejme drénovaná na podtatranskom zlome karbonátmi mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu. Tieto vody sa podieľajú na tvorbe geotermálnych vôd v Popradskej kotline. Erózna báza karbonátov, vystupujúcich v spomínaných infiltračných oblastiach, leží v nadmorskej výške od 706 m n. m. (Kozie chrbty) do 788 m n. m. (Vysoké Tatry, vrt VTH-6). Tomuto intervalu by mali zodpovedať aj piezometrické výšky navŕtaných geotermálnych vôd v Popradskej kotline pri neporušenom stave statických hladín. Z tabuľky 7 vidíme, že najbližšie k tomuto stavu majú v Popradskej kotline vrty realizované vo Vrbove, kde zároveň, podľa nášho názoru, bola doteraz najlepšie zmeraná statická hodnota hydrostatického tlaku. Ďalej z tabuľky vidíme, že hydrogeotermálna štruktúra Popradskej kotliny je odvodňovaná v Gánovciach aj vo Vyšných Ružbachoch (piezometrická výška hladiny prameňa Izabela je 647,1—651,7 m n. m. (M. MLYNARČÍK, 1990, ústna informácia), čo podmieňuje aj jej najlepšie premytie v rámci levočskej panvy. Z tohto dôvodu by mineralizácia geotermálnych vôd nemala vysoko prekročiť hodnotu 4 g/l a nemal by sa výraznejšie zmeniť ani chemický typ novonavŕtaných geotermálnych vôd.

### Hodnotenie tepelno-energetického potenciálu

Perspektívny tepelno-energetický potenciál (TEP) sme zhodnotili na základe všeobecných poznatkov o hydrogeotermálnej aktivite vyčlenených štruktúr (O. FRANKO, 1987) pomocou geotermickej bilancie vyjadrenej vzťahom:

Tab. 7 Základné hydrogeotermálne údaje z hlbokých vrtov

| Vrt | Nadmorská výška (m n. m.) | Hĺbka vrtu (m) | Otvorený úsek (m) | Litologický opis | Tektonická jednotka | Vek | Statická hodnota p na ústi vrtu (MPa) | Piezom. výška (m n. m.) | Výdatnosť (l/s) | Teplota (°C) | | Mineralizácia (g/l) | Chemický typ vody |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | | v hĺbke | na ústi | | |
| SHG-2 | 622,04 | 110 | 33—108 | dolomity | chočský príkrov | str.—vrch. trias | 0,098 | 632,0 | 2,5 | — | 24 | 3,816 | Ca—Mg—$HCO_3$ |
| GA-1A | 651,18 | 276 | 56—272 | dolomity | chočský príkrov | str.—vrch. trias | 0,191 | 671,6 | 4,3 | 28/276 | 26 | 3,733 | Ca—Mg—$HCO_3$ |
| Vr-1 | 657,14 | 1742 | 1490—1734 | dolomity | chočský príkrov | str.—vrch. trias | 0,450 | 702,9 | 28,3 | 62/1730 | 56 | 3,977 | Ca—Mg—$HCO_3$ |
| Vr-2 | 678,07 | 2502 | 1539—1983 | dolomity | chočský príkrov | trias | 0,216 | 701,0 | 32,0 | 74,3/2459 | 59 | 3,929 | Ca—Mg—$HCO_3$ |
| Pl-1 | 569,76 | 3500 | 2306—3397 | vápence dolomity | krížňanský príkrov | trias | 0,600 | 630,1 | 4,5 | 96/3400 | 45 | 9,508 | Na—$HCO_3$—<br>—Cl—$SO_4$ |
| Pl-2 | 551,57 | 3500 | 2475—3010 | vápence dolomity | krížňanský príkrov | trias | 0,801 | 632,2 | 3,9 | 84/3010 | 50 | 12,387 | Na—$HCO_3$—<br>—Cl—$SO_4$ |
| S-1 | 650,00 | 5000 | 3786—3941 | kremence (granodior.) | krížň. príkrov, kryšt. | sp. trias ml. paleoz. | — | — | 0,2 | 121/5000 | 28 | 11,955 | Na—Cl |
| L-2 | 421,30 | 4000 | 3176—3245 | dolomity | krížňanský príkrov | vrchný trias | 2,000 | 625,3 | 4,5 | 102/3245 | 51 | 8,670 | Na—Cl |

$$V = \frac{q}{(T_H - T_o).c.\varrho}$$

kde V — merná výdatnosť ($m^3/s \,.\, m^2$),
q — tepelný tok ($W/m^2$),
$T_H$ — rezervoárová teplota vody v hlbke H (°C),
$T_o$ — teplota neutrálnej zóny, ktorú reprezentuje priemerná ročná teplota vzduchu (°C),
c — merné teplo vody (J/kg . K),
$\varrho$ — merná hmotnosť vody ($kg/m^3$).

Množstvo vody ($m^3 \,.\, s$), ktoré je možné exploatovať zo šruktúry, vypočítame zo vzťahu:

$$Q = F \,.\, V$$

kde F — plocha štruktúry ($m^2$).

Perspektívny TEP štruktúry je určený vzťahom:

$$P_t = Q \,.\, (T_u - T_r) \,.\, c \,.\, \varrho,$$

kde $T_u$ — teplota na ústí vrtu, ktorej hodnotu sme použili o 7 °C menšiu oproti $T_H$,
$T_r$ — referenčná teplota, ktorej hodnota je 15 °C.

Ostatné symboly sú vysvetlené v uvedených vzťahoch.

Opodstatnenosť tohto postupu môžeme dokumentovať na príklade centrálnej depresie podunajskej panvy, kde perspektívny TEP zdrojov, vyčíslený uvedeným spôsobom, predstavuje 222,8 MW a prognózny TEP 193 MW, čo je 86,6 % z perspektívneho TEP. Prognózny TEP je hodnotený pre určitú oblasť na základe výsledkov geotermálnych vrtov pomocou metód hydrauliky podzemných vôd a matematického modelovania. Príklad jeho hodnotenia v centrálnej depresii podunajskej panvy je uvedený v práci M. FENDEKA (1988).

Hodnotu TEP zdrojov sme vyčíslili pre západnú a južnú časť levočskej panvy. Na obr. 2 ide o územie, ležiace z. od sv.—jz. zlomu, idúceho v. od Vrbova a Vyšných Ružbách a o územie, ležiace južne od v.-z. zlomu, po ktorom ide hranica krížňanského príkrovu až po Prešov. Pre takto vyčlenenú časť levočskej panvy je TEP zdrojov geotermálnych vôd 75,4 MW, čo predstavuje 424,6 l/s geotermálnych vôd s priemernou teplotou na ústí vrtu 58 °C.

Perspektívny TEP zásob sme urobili v zostávajúcej severnej a východnej časti levočskej panvy analogicky ako u zdrojov, t. j. na základe geotermickej bilancie, ktorá je pre zásoby vyjadrená vzťahom:

$$E_o = (\varrho_h \,.\, c_h \,(1 - n) + \varrho \,.\, c \,.\, n) \,.\, m \,.\, L^2 \,.\, (T_H - T_i),$$

kde $E_o$ — zásoby geotermálnej energie v štruktúre (J),
$\varrho_h$ — merná hmotnosť horniny ($kg/m^3$),
$c_h$ — merné teplo horniny (J/kg . K),
n — pórovitosť,
$\varrho$ — merná hmotnosť vody ($kg/m^3$),
c — merné teplo vody (J/kg . K),
m — hrúbka zvodnenej vrstvy (100 m),
$L^2$ — plocha štruktúry ($m^2$),

$T_H$ — rezervoárová teplota v hĺbke H (°C),
$T_i$ — teplota reinjektovanej vody (25 °C).

Zásoby geotermálnej energie vypočítané na základe uvedeného vzťahu nie je možné vyťažiť. Na určenie vyťažiteľného množstva zásob tepelnej energie používajú napríklad vo Francúzsku redukčný koeficient R (H. LANGGUTH—R. VOIGT, 1980), vyjadrený vzťahom:

$$R = 0{,}33\frac{T_H - T_i}{T_H - T_o}$$

a jeho hodnota pre podmienky nášho územia je 0,2—0,3. Perspektívny TEP zásob má potom hodnotu:

$$E = E_o . R \quad (J)$$

Perspektívny TEP zásob je upresnený na základe údajov získaných z geotermálnych vrtov realizovaných v hydrogeotermálnych štruktúrach. Tieto údaje slúžia na určenie prognózneho TEP zásob pomocou matematického modelovania. U nás bola týmto spôsobom zhodnotená napríklad slovenská časť Viedenskej panvy (M. FENDEK in A. REMŠÍK et al., 1989). Pri určení koeficientu R sme vychádzali zo stupňa využitia hydrogeotermálnych štruktúr, v ktorých boli už určené zásoby geotermálnej energie pomocou matematického modelovania. Na lokalite Podhájska (M. FENDEK et al., 1989) je stupeň využitia zásob geotermálnej energie 5,49 %, v slovenskej časti Viedenskej panvy sa v jednotlivých štruktúrach pohybuje v intervale 5,6—16,6 %, pričom priemerná hodnota je 9,65 %. Z tohto dôvodu sme pre perspektívny TEP zásob uvažovali redukčný koeficient R = 0,1. Ďalej sme vo výpočtoch použili priemernú pórovitosť kolektorov 2,5 % a dobu životnosti hydrogeotermálnej štruktúry 40 rokov.

TEP zásob geotermálnych vôd v severnej a východnej časti levočskej panvy predstavuje 1316,5 MW.

**Perspektívne oblasti pre realizáciu geotermálnych vrtov**

Za perspektívne oblasti pre realizáciu geotermálnych vrtov v Popradskej kotline považujeme oblasť Popradu, Veľkej Lomnice-Huncoviec a Kežmarku, kde predpokladáme, že v podloží paleogénu vystupujú ako kolektory geotermálnych vôd triasové karbonáty chočského príkrovu, pod ktorými sú pravdepodobne aj horninové sekvencie krížňanského príkrovu (obr. 2, 3). Ďalšie vhodné miesta pre lokalizáciu geotermálnych vrtov sú v oblasti Spišskej Belej a Podolinca, kde predpokladáme, že v podloží paleogénu vystupujú ako kolektory geotermálnych vôd triasové karbonáty krížňanského príkrovu.

Predpokladaný geologický profil v oblasti Popradu (obr. 2, 3):

0— 750 m — paleogén — ílovce, siltovce,
750—1400 m — trias — karbonáty chočského príkrovu (kolektor geotermálnych vôd),
1400—2300 m — titón — neokóm — slienité vápence, kalpionelové vápence, čierne ílovce,
2300—2500 m — vrchný trias — karpatský keuper — pestré ílovce, dolomity, vápence, polohy kremencov,
2500—2900 m — stredný trias — karbonáty krížňanského príkrovu (kolektor geotermálnych vôd).

Predpokladaná teplota geotermálnych vôd v hĺbke 1100 m je okolo 33 °C, mineralizácia vôd 3,9 g/l a chemický typ Ca—Mg—$HCO_3$. Predpokladaná teplota geotermálnych vôd v hĺbke 2700 m je okolo 83 °C, teplota na ústí vrtu okolo 74 °C, mineralizácia vôd okolo 4,5 g/l a chemický typ Ca—Mg—$HCO_3$—$SO_4$.

Predpokladaný geologický profil vrtu v oblasti Veľkej Lomnice-Huncoviec (obr. 2, 3):

0—1600 m — paleogén — ílovce, siltovce,
1600—2200 m — trias — karbonáty chočského príkrovu (kolektor geotermálnych vôd),
2200—3000 m — titón — neokóm — slienité vápence, kalpionelové vápence, čierne ílovce,
3000—3300 m — vrchný trias — karpatský keuper — pestré ílovce, dolomity, vápence, polohy kremencov,
3300—3800 m — stredný trias — karbonáty krížňanského príkrovu (kolektor geotermálnych vôd).

Predpokladaná teplota geotermálnych vôd v hĺbke 1900 m je okolo 62 °C a teplota na ústí vrtu 53—56 °C. Mineralizácia vôd bude okolo 4 g/l a chemický typ Ca—Mg—$HCO_3$.

Predpokladaný geologický profil vrtu v oblasti Kežmarku (obr. 2, 3):

0—1850 m — paleogén — ílovce, siltovce,
1850—2300 m — trias — karbonáty chočského príkrovu (kolektor geotermálnych vôd),
2300—3050 m — titón — neokóm — slienité vápence, kalpionelové vápence, čierne ílovce,
3050—3250 m — vrchný trias — karpatský kuper — pestré ílovce, dolomity, vápence, polohy kremencov,
3250—3700 m — stredný trias — karbonáty krížňanského príkrovu (kolektor geotermálnych vôd).

Teplota geotermálnych vôd v hĺbke 2100 m je okolo 65 °C a teplota na ústí vrtu 56—59 °C. Mineralizácia vôd bude okolo 4 g/l a chemický typ Ca—Mg—$HCO_3$.

Predpokladané hrúbky litostratigrafických celkov v oblasti Spišskej Belej a Podolinca:

paleogén (2000—2800m) — ílovce, siltovce, pieskovce, na báze brekcie, zlepence a pieskovce,
jura — krieda (400—1500m) — slieňovce, ílovce, organodetritické vápence, slienité vápence, krinoidové vápence, sivé škvrnité vápence,
vrchný trias (250—400m) — karpatský keuper — pestré ílovce, pieskovce, polohy dolomitov,
stredný trias (300—500m) — karbonáty krížňanského príkrovu (kolektor geotermálnych vôd).

Z uvedených hrúbok vyplýva, že na zachytenie kolektorov geotermálnych vôd v tejto oblasti je potrebné realizovať 3000—5000m hlboké geotermálne vrty. Teplota pre tieto hĺbky sa pohybuje v intervale 85—115°C, mineralizácia vôd okolo 4,5—5,5g/l, Ca—Mg—$HCO_3$—$SO_4$ typu.

Geologický ústav Dionýza Štúra
GEOFOND INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

## Záver

Na základe zhodnotenia hydrogeotermálnych pomerov Popradskej kotliny vo vzťahu k jej širšiemu okoliu môžeme konštatovať, že predstavuje perspektívnu oblasť z hľadiska možnosti získania geotermálnych vôd ako zdroja geotermálnej energie. V tejto hydrogeotermálnej štruktúre sú geotermálne vody vadózneho pôvodu viazané na triasové karbonáty chočského a krížňanského príkrovu (obr. 2, 3, tab. 1, 7), ktoré vystupujú na povrch v týchto infiltračných oblastiach geotermálnych vôd — Vysoké Tatry, Belianske Tatry, Kozie chrbty, Ružbašské predhorie, Branisko, Čierna hora a Humenské vrchy. Existencia týchto karbonátov v podloží paleogénu bola overená vrtmi v Gánovciach, Vrbove, Klčove, Plavnici, Polome, Lipanoch, Podskalke a v Prešove (tab. 1, 4, 7). Výdatnosť vrtov bola od desatín l/s až do 33,2 l/s, mineralizácia vôd sa pohybovala v rozmedzí 0,8—12,4 g/l, teplota na ústí vrtov 24—59 °C a chemický typ vôd od Ca—Mg—$HCO_3$ s rôznymi prechodnými a zmiešanými typmi až po Na—Cl typ (tab. 4, 7). Chemické zloženie geotermálnych vôd, znázornené na obr. 5, dokumentuje príslušnosť geotermálnych vôd z vrtov v Gánovciach, Vrbove a v Klčove k chočskému príkrovu a zo všetkých ostatných ku krížňanskému príkrovu.

Na realizáciu geotermálnych vrtov v Popradskej kotline považujeme za perspektívne oblasti Popradu, Veľkej Lomnice-Huncoviec a Kežmarku, kde predpokladáme, že v podloží paleogénu vystupujú ako kolektory geotermálnych vôd triasové karbonáty chočského príkrovu. Ďalšie vhodné miesta pre lokalizáciu geotermálnych vrtov sú v oblasti Spišskej Belej a Podolinca, kde predpokladáme, že v podloží paleogénu vystupujú ako kolektory geotermálnych vôd triasové karbonáty krížňanského príkrovu. Hĺbka geotermálnych vrtov, potrebná na zachytenie geotermálnych vôd, viazaných na kolektory chočského príkrovu, je 1400—2300 m a viazaných na kolektory krížňanského príkrovu je 2900—5000 m. V závislosti od hĺbky uloženia koelktorov je predpokladaná teplota geotermálnych vôd 40—115 °C, mineralizácia vôd 3,9—5,5 g/l, Ca—Mg—$HCO_3$, prípadne Ca-Mg—$HCO_3$—$SO_4$ typu.

Hodnota perspektívneho tepelno-energetického potenciálu zdrojov geotermálnych vôd pre západnú a južnú časť levočskej panvy, ktorej súčasťou je aj Popradská kotlina, je 75,4 MW, čo predstavuje 424,6 l/s geotermálnych vôd s priemernou teplotou na ústí vrtu 58 °C. Perspektívny tepelno-energetický potenciál zásob geotermálnej energie pre ostávajúcu severnú a východnú časť levočskej panvy predstavuje 1316 MW.

## Literatúra


Biely, A.—Franko, O.—Gross, P., 1965: Predbežná správa o štruktúrnom vrte Kl-1 v Klčove. — Zpr. geol. Výzk. v Roku 1964, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Bodiš, D., 1987: Geochémia geotermálnych vôd karbonátov mezozoika Západných Karpát. Kandidátska dizertačná práca. — Manuskript — archív,Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Čekan, V.—Šutor, A., 1960: Zpracování regionálních gravimetrických a magnetických měření provedených v letech 1952—1957 v oblasti východního Slovenska. — Geofond, Bratislava.

Čverčko, J., 1975: Predbežná správa o výsledkoch hlbokého štruktúrneho vrtu Prešov-1. — Geofond, Bratislava.

D'Amore, F.—Scandiffio, G.—Panichi, C., 1983: Some observations on the chemical classification of Ground waters. — Geothermics 12, 2/3, Pisa.

Fendek, M., 1988: Hodnotenie tepelno-energetického potenciálu geotermálnych vôd centrálnej depresie podunajskej panvy. — Geol. Průzk. 11, Praha.

FENDEK, M. et al., 1989: Reinjektážny vrt GRP-1 Podhájska. — Region. Geol. Západ. Karpát 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
FRANKO, O., 1987: Hodnotenie tepelno-energetického potenciálu geotermálnych zdrojov Slovenska. — Geol. Průzk. 8—9, Praha.
FRANKO, O.—BODIŠ, D., 1989: Paleohydrogeology of Mineral Waters of the Inner West Carpathians. — Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
FRANKO, O.—GAZDA, S.—MICHALÍČEK, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
FRANKOVIČ, J. et al., 1976: Branisko — vyhľadávací hydrogeologický prieskum s ocenením zásob podzemných vôd k 30. X. 1974. — Geofond, Bratislava.
FUSÁN, O. et al., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GROSS, P., 1987: Geologická stavba ochranného pásma Baldovce-Sivá Brada. — Geofond, Bratislava.
GROSS, P. et al., 1966: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu Klčov-1 (Kl-1). — Geofond, Bratislava.
GROSS, P.—GAÁL, Ľ., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape ochranného rajóna Salvator. — Geofond, Bratislava.
HALEČKA, J., 1979: Podzemné vody ružbašského mezozoického ostrova. Diplomová práca. — Manuskript — archív Prír. fak. Univ. Komen., Bratislava.
HANZEL, V., 1974: Podzemné vody chočského príkrovu a série Veľkého Boku na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier. — Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
HANZEL, V., 1984: Termálne vody v juhovýchodnom predpolí Vysokých Tatier. — Zborník referátov z VIII. celoštátnej hydrogeologickej konferencie, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
HANZEL, V. et al., 1981: Zhodnotenie výsledkov hydrogeologického výskumu východnej časti Belianskych Tatier. — Geofond, Bratislava.
HANZEL, V.—GAZDA, S.—VAŠKOVSKÝ, I., 1984: Hydrogeológia južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia. — Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
HANZEL, V.—REPKA, T., 1970: Vyšné Ružbachy — hydrogeológia. — Geofond, Bratislava.
HYNIE, O., 1963: Hydrogeologie ČSSR II. Minerální vody. — Čs. Akad. Věd, Praha.
CHOCHOL, M. et al., 1984: Hydrogeologické pomery Šarišskej vrchoviny. Záverečná správa. — Geofond, Bratislava.
ILAVSKÝ, J. et al., 1956: Poznámky ku geológii a tektonike flyšu Spišskej kotliny. — Geol. Práce, Zpr. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KANTOR, J. et al., 1985: Izotopová charakteristika vôd rôznych genetických typov. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KLAGO, M. et al., 1972: Hydrogeologické pomery minerálnych vôd v oblasti Gánovce—Kišovce —Švábovce—Hôrka. — Geofond, Bratislava.
KLAGO, M. et al., 1975: Gánovce — hydrogeologické vrty GA-1, GA-1A. — Geofond, Bratislava.
KLAGO, M. et al., 1979: Gánovce — hydrogeologický prieskum minerálnych vôd, 2. podetapa. — Geofond, Bratislava.
KORÁB, T. et al., 1986: Výskum vnútrokarpatského paleogénu a jeho podložia v Šarišskej vrchovine a v Levočskom pohorí. Záverečné naftovo-geologické zhodnotenie oblasti na základe vrtu Šariš-1. — Geofond, Bratislava.
KRÁL, M.—LIZOŇ, I.—JANČI, J., 1985: Geotermický výskum SSR. Záverečná správa čiastkovej štátnej úlohy za r. 1981—1985. — Geofond, Bratislava.
KULLMAN, E., 1982: Hydrogeológia pohoria Galmus. — Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMANOVÁ, A., 1974: Litologicko-mikrofaciálny výskum Vyšných Ružbách. — Geofond, Bratislava.
KULLMANOVÁ, A., 1975: Litologicko-petrografické vyhodnotenie mezozoického podložia v hlbinnom vrte Prešov-1. — Geofond, Bratislava.
KULLMANOVÁ, A.—MAHEĽ, M. et al., 1975: Štruktúrny vrt MLS-1 Podskalka (Humenské pohorie). — Region. Geol. Západ. Karpát 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

LANGGUTH, H.—VOIGT, R., 1980: Hydrogeologische Methoden. — Contr. Mineral. Petrology (Berlin—New York).
LEŠKO, B. et al., 1984: Geologické hodnotenie vrtu Hanušovce-1. — Miner. slov. 16, Bratislava.
LEŠKO, B. et al., 1983: Oporný vrt Lipany-1 (4000 m). — Region. Geol. Západ. Karpát 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava
MÁJOVSKÝ, J., 1977: Geofyzikálny prieskum Popradskej kotliny. — Geofond, Bratislava.
MAHEĽ, M., 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. — Práce Št. geol. Úst. 27, Bratislava.
MARINI, I.—CHIODINI, G.—CIONI, R., 1986: New geothermometers for carbonate-evaporite geothermal reservoirs. — Geothermics 1.
MAZÚR, E. et al., 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. — Slov. kartograf., n. p., Bratislava.
NEMČOK, J. et al., 1977: Štruktúrny vrt PU-1 Šambrón (Ľubovnianska vrchovina). — Region. Geol. Západ. Karpát 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
NEMČOK, J.—HANZEL, V. et al., 1980: Záverečná správa za štruktúrny vrt HV-3 Vrbov. — Geofond, Bratislava.
PÍCHOVÁ, E., 1987: Fyzikální vlastnosti hornin vrtu Plavnica-1. — Geofond, Bratislava.
REMŠÍK, A. et al., 1989: Methods of Research and Evolution of Geothermal Energy Reserves in a Fissure-Karst Setting of the Slovak Part of the Vienna Basin. — Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
RUDINEC, R., 1984: Geoizotermy ako nepriamy indikátor rozšírenia mezozoických súvrství v podloží neogénu na východnom Slovensku a ich význam pre možnú realizáciu vrtov do hĺbok 5000 m. — Zem. Plyn Nafta 29, 4, Hodonín.
RUDINEC, R., 1989: Geologické a ropno-geologické problémy vnútrokarpatského paleogénu a pribradlovej zóny na východnom Slovensku, demonštrované na regionálnom pozdĺžnom reze a sérii priečnych geologických rezov. — Manuskript — archív, MND, Hodonín.
RUDINEC, R. et al., 1987: Záverečná správa o vyhľadávacom prieskume — vnútorný flyš (vrt Plavnica-1). — Manuskript — archív, MND, Michalovce.
RUDINEC, R. et al., 1988: Záverečná správa o vyhľadávacom prieskume — vnútorný flyš (vrt Plavnica-2). — Manuskript — archív, MND, Michalovce.
STRUŇAK, V., 1964: O minerálnych prameňoch v obalsti Gánovce-Hôrka. — Geol. Práce, Spr. 32, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ŠINDLÁŘ, V. et al., 1982: Vrbov — jímací vrt Vr-1. Záverečná správa. — Geofond, Bratislava.
TKÁČIK, P. et al., 1984: Štúdia o stolových minerálnych vodách SSR. — Geofond, Bratislava.
VALÍČEK, S. et al., 1989: Vrbov — jímací vrty Vr-2, Vr-2a. Záverečná správa. — Geofond, Bratislava.

MARIÁN FENDEK—VLADIMÍR HANZEL—DUŠAN BODIŠ—JÁN NEMČOK

## Hydrogeothermal potential of the Poprad Basin

Summary

The Poprad Basin including adjacent areas (Levoča Basin) has a good potential for geothermal waters exploitable as a source of geothermal energy. Geothermal waters in this structure are bound to Choč and Krížna nappe carbonates (Fig. 2, Tab. 1, 7) exposed on the surface in the following mountain ranges: Vysoké Tatry, Belianske Tatry, Kozie chrbty, Ružbašské predhorie, Branisko, Čierna hora and Humenské vrchy Mts. The existence of these carbonates beneath the Paleogene was confirmed by drilling at Gánovce, Vrbov, Klčov, Plavnica, Polom, Lipany, Podskalka and Prešov (Tab. 1, 4, 7). The yield of individual wells ranged from tenths of l/s to as much as 33.2 l/s, T.D.S. varied from 0.8 to 12.4 g/l, temperature at wellhead amounted to 24—59 °C and chemical type of the waters ranged from Ca—Mg—$HCO_3$ through diverse transient and mixed types to Na—Cl type (Tab. 4, 7). The chemical composition of the geothermal waters given in Fig. 5 suggests that those

from wells at Gánovce, Vrbov and Klčov are bound to the Choč nappe, whereas waters from the other wells come from the Krížna nappe.

Proposed locations of geothermal wells in the Poprad Basin include the Poprad, Veľká Lomnica-Huncovce and Kežmarok areas where we assume that the Paleogene is underlain by geothermal aquifers represented by Choč nappe carbonates. Other prospective sites of geothermal wells are in the Spišská Belá and Podolinec areas where, in our opinion, the Paleogene is underlain by geothermal aquifers here represented by Triassic carbonates of the Krížna nappe. The projected depth of wells into the Choč nappe geothermal aquifers is 1400—2300 m, and into those of the Krížna nappe 2900—5000 m. The assumed temperature of the geothermal waters is 40—115 °C, their T.D.S. 3.9—5.5 g/l and type Ca—Mg—$HCO_3$ or Ca—Mg—$HCO_3$—$SO_4$, with all these characteristics depending on the aquifer depth.

The thermal-energetic potential of the geothermal-water resources in the western and southern Levoča Basin, including the Poprad Basin, is 75.4 MW, which corresponds to 424.6 l/s of geothermal waters whose average well-head temperature is 58 °C. The thermal-energetic potential of the geothermal-energy reserves in the rest of the Levoča Basin, i.e. in its northern and eastern tracts, amounts to 1 316 MW.

Translated by Ľ. Böhmer

## Explanations to Figures

Fig. 1 Schematic structural-geological map
1 — undivided crystalline, 2 — Gemeric Mesozoic (Silicicum), 3 — Tatric envelope series, 4 — Krížna nappe Mesozoic, 5 — Choč nappe Mesozoic, 6 — Inner Carpathian Paleogene, 7 — undivided Klippen Belt, 8 — section direction, 9 — distribution of Inner Carpathian Paleogene beds

Fig. 2 Assumed distribution of tectonic units beneath the Paleogene
1 — undivided crystalline, 2 — Gemeric Mesozoic (Silicicum), 3 — Tatric envelope series, 4 — Krížna nappe Mesozoic, 5 — Choč nappe, 6 — Choč nappe beneath the Paleogene, 7 — Krížna nappe beneath the Paleogehe, 8 — undivided Klippen Belt, 9 — tectonic dislocations

Fig. 3 Geological sections
1 — Tatric crystalline, 2 — Tatric envelope series, 3 — Krížna nappe Mesozoic, 4 — Choč nappe, volcanosedimentary development, 5 — Choč nappe, carbonate development, 6 — Gemeric Mesozoic (Silicicum), 7 — Inner Carpathian Paleogene, 8 — wells, 9 — tectonic dislocations

Fig. 4 Contours of assumed Paleogene thicknesses
1 — undivided crystalline, 2 — Gemeric Mesozoic (Silicicum), 3 — Tatric envelope series, 4 — Krížna nappe Mesozoic, 5 — Choč nappe Mesozoic, 6 — Inner Carpathian Paleogene, 7 — undivided Klippen Belt, 8 — wildcat drillholes with interface and ultimate depth

Západné Karpaty, séria hydrogeológia a inž. geol. 10, s. 131—157, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1992

MARIÁN FENDEK—DUŠAN BODIŠ

# Možnosti reinjektáže geotermálnych vôd v centrálnej depresii podunajskej panvy

11 obr., 6 tab., angl. resumé

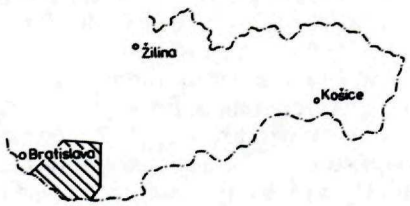
Abstract. The authors of this contribution applied economic criteria to determine the depth required for reinjection of used (cooled) geothermal waters, value of thermal-energetic potential of geothermal water reserves, as well as areas suitable for their exploitation by reinjection method in the central depression of the Danube Basin.

## Obsah

Úvod (M. Fendek) . . . . . 131
Tlakové pomery a hydraulické parametre (M. Fendek) . . . . . 132
Hydrogeochemická charakteristika (D. Bodiš) . . . . . 137
Hodnotenie zásob geotermálnej energie (M. Fendek) . . . . . 151
Záver (M. Fendek) . . . . . 155
Literatúra . . . . . 156
Anglické resumé . . . . . 156

## Úvod

Geotermálne vody sa po tepelnom využití stávajú vodami odpadovými, ktoré je potrebné likvidovať takým spôsobom, aby nedochádzalo ich vplyvom k narúšaniu a zhoršovaniu životného prostredia. Na území centrálnej depresie podunajskej panvy sú ako hlavné recipienty pre priame vypúšťanie tepelne využitých geotermálnych vôd k dispozícii Dunaj, Malý Dunaj, Váh a Nitra. Na ostatnom území sa medzi týmito riekami už




RNDr. M. FENDEK—RNDr. D. BODIŠ, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

nenachádza žiadny recipient s dostatočným prietokom, ktorý by mohol slúžiť na likvidáciu odpadových geotermálnych vôd. Povrchové toky tu predstavujú väčšinou odvodňovacie a závlahové kanály s malými prietokmi a minimálnymi spádmi. Už pre súčasne využívané geotermálne vrty nie je v letnom období zabezpečené potrebné riedenie geotermálnych vôd (tab. 1), čím sa dostáva do popredia problém likvidácie geotermálnych vôd pomocou reinjektáže. Reinjektážou sa nerieši len problém nevhodného chemizmu geotermálnych vôd z pohľadu možnosti ich likvidácie do povrchových vôd, ale aj problém zásob v určitých hydrogeotermálnych štruktúrach a intenzívnejšie využívanie geotermálnej energie týchto štruktúr. Medzi takéto štruktúry patrí aj časť centrálnej depresie podunajskej panvy.

Z technicko-ekonomického rozboru ťažby a využívania geotermálnych vôd systémom reinjektáže v ekonomických podmienkach ČSFR (J. Juránek—P. Vácha, 1983) vyplýva, že vzhľadom na hydrogeotermálne pomery, ktoré sú v centrálnej depresii podunajskej panvy, je potrebná minimálna výdatnosť exploatačného vrtu 18 l/s a využiteľný teplotný spád minimálne 40 °C, aby prevádzka reinjektážnej stanice bola ekonomicky efektívna. Splnenie týchto podmienok z hľadiska zabezpečenia tepelného výkonu reinjektážnej stanice si vyžaduje exploatáciu geotermálnych vôd z hĺbky okolo 2000 m. Teplota v tejto hĺbke sa pohybuje v rozmedzí 80—99 °C (tab. 2), čo aj po zohľadnení teplotných strát zaručuje možnosť využitia geotermálnych vôd na energetické účely. Výpočet ekonomickej efektívnosti projektovanej reinjektážnej stanice v Podhájskej (levická kryha) v porovnaní s kotolňou na zemný plyn a s kotolňou na ľahký vykurovací olej s rovnakým inštalovaným výkonom potvrdil, že reinjektážna stanica je najefektívnejším riešením získavania tepla na tejto lokalite. Jej realizáciou dôjde k úspore prevádzkových nákladov o 2,917 mil. Kčs za rok v porovnaní s kotolňou na zemný plyn a o 5,755 mil. Kčs za rok v porovnaní s kotolňou na ľahký vykurovací olej. Absolútna úspora (po odčítaní elektrickej energie a ľahkého vykurovacieho oleja, potrebných pri prevádzke reinjektážnej stanice) predstavuje 1,34 mil. $m^3$ za rok zemného plynu alebo 1 425 t za rok ľahkého vykurovacieho oleja. Návratnosť rozdielu jednorazových nákladov, vyčíslená na základe úspor ročných prevádzkových nákladov medzi reinjektážnou stanicou a kotolňou na:

— zemný plyn je 11,2 roka,
— ľahký vykurovací olej je 5,9 roka.

Tento praktický príklad poukazuje na ekonomickú efektívnosť budovania a prevádzky reinjektážnych staníc pri dodržaní uvedených ekonomických kritérií.

## Tlakové pomery a hydraulické parametre

Namerané statické hodnoty hydrostatických tlakov v realizovaných geotermálnych vrtoch sa vyznačujú veľkou rozmanitosťou z hľadiska hĺbky a dĺžky trvania tohto zámeru, pričom počas zámeru nedošlo k ustáleniu hydrostatického tlaku prakticky ani na jednom vrte v žiadnej hĺbkovej úrovni. Získanie statickej hodnoty hydrostatického tlaku pomocou tlakového gradientu pre požadovanú hĺbku nie je veľmi vhodnou metódou, lebo okrem toho dochádza na tomto území vo vertikálnom smere na väčšie vzdialenosti k zmenám v teplote, mineralizácii i v tlaku, čo má vplyv na zmenu mernej hmotnosti geotermálnej vody, ktorá podmieňuje zmenu tlakového gradientu pre rôzne hĺbkové intervaly. Dosiahnuté výsledky potom nezodpovedajú skutočným statickým hodnotám hydrostatického tlaku.

Pri prepočte statických hodnôt hydrostatického tlaku pre hĺbkovú úroveň 2000 m sme vychádzali zo skutočnosti, že v celej centrálnej depresii podunajskej panvy neboli mera-

Tab. 1 Minimálne prietoky v recipientoch nachádzajúcich sa v blízkosti realizovaných geotermálnych vrtov

| Lokalita | Označenie vrtu | Recipient | Prietok $Q_{355}$ ($m^3/s$) |
|---|---|---|---|
| Galanta | FGG-1, 2, 3 | Šárd | — |
| Horná Potôň | FGHP-1 | závl. kanál | 0,01 |
| Čilistov | FGČ-1 | dunajské rameno | — |
| Dunajská Streda | DS-1, 2 | odvod.-závl. kanál | 0,08 |
| Topoľníky | FGT-1 | klátovské rameno Dunaja | — |
| Vlčany | FGV-1 | štrkovisko | — |
| Tvrdošovce | FGTv-1 | potok Číky | 0,021 |
| Dvorny n/Žitavou | FGDž-1 | kanál | 0,008 |
| Gabčíkovo | FGGa-1 | Dunaj | 600 |
| Čalovo | Č-1, 2 | odvod-závl. kanál | 0,01 |

ním zistené žiadne tlakové anomálie (hodnoty tlakov väčšie alebo menšie ako hodnota hydrostatického tlaku) a že tlak sú schopné prenášať aj také vrstvy, ktoré sú z hľadiska pohybu kvapaliny nepriepustné. Za týchto podmienok je zmena statickej hodnoty hydrostatického tlaku závislá iba na zmene mernej tiaže kvapaliny, čo môžeme vyjadriť vzťahom

$$P = P1 + H1 . G1 \tag{1}$$

kde P — statická hodnota hydrostatického tlaku v Pa,
H1 — hĺbková úroveň 2000 m,
G1 — merná tiaž v $N/m^3$, zodpovedajúca hĺbkovej úrovni 2000 m,
P1 — statická hodnota hydrostatického tlaku na ústí vrtu v Pa pre hĺbkovú úroveň 2000 m, ktorú vypočítame zo vzťahu

$$P1 = (G0 - G1) . H1 + P0 \tag{2}$$

kde G0 — merná tiaž v $N/m^3$, zodpovedajúca zvolenej hĺbkovej úrovni, pre ktorú bola zmeraná statická hodnota hydrostatického tlaku na ústí vrtu — P0 v Pa.

Týmto spôsobom boli prepočítané namerané statické hodnoty hydrostatických tlakov pre hĺbkovú úroveň 2000 m. Výsledky sú uvedené v tab. 2 a boli použité pri výpočte depresií na geotermálnych dubletoch.

Pri geotermálnych vodách nemôžeme určiť veľkosť depresie vyvolanej ich exploatáciou z hodnôt tlakov (hladín) nameraných na ústí vrtu, lebo ich statická hodnota býva často menšia ako dynamická, čo spôsobuje vplyv termoliftu a gazliftu. Pri prognózach zásob geotermálnych vôd sa však nezaobídeme bez hodnoty depresie, ktorú je možné dosiahnuť na geotermálnych vrtoch pri voľnom prelive. Jej veľkosť určuje okamžitá statická hodnota tlaku na ústi vrtu, ktorú O. FRANKO—M. FENDEK (1985) definovali ako

$$P_{max} = P - H1 . \varrho_{dyn} . g \tag{3}$$

kde $P_{max}$ — okamžitá statická hodnota tlaku na ústí vrtu v Pa,
$\varrho_{dyn}$ — merná hmotnosť vody vo vrte pri určitej výdatnosti, v $kg/m^3$
g — normálne tiažové zrýchlenie v $m/s^2$.
Ostatné symboly ako u vzťahu (1).

Tab. 2 Statické hodnoty hydrostatických tlakov v hĺbke 2000 m a im zodpovedajúce piezometrické výšky

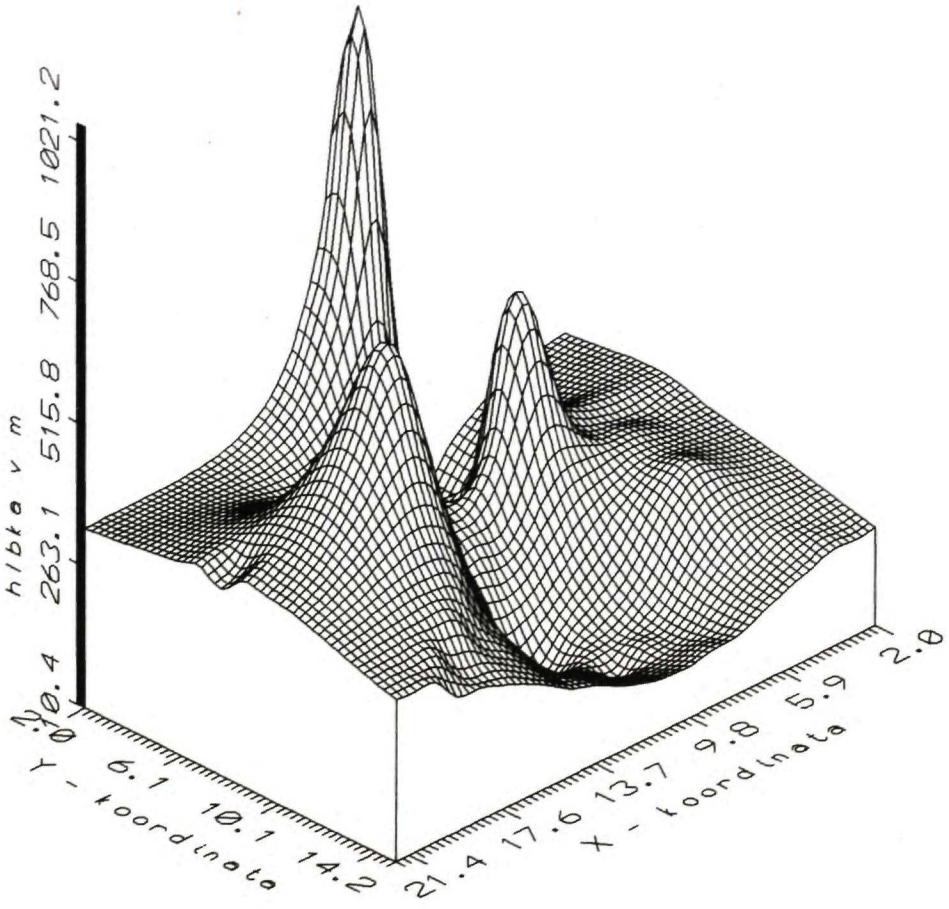
| Označenie vrtu | Nadmorská výška (m n. m.) | Teplota (°C) | Mineralizácia (kg/m³) | Merná tiaž (N/m³) | Tlak na ústí vrtu (Pa) | Tlak v hĺbke (MPa) | Piezometrická výška (m n. m.) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| FGG-1 | 119,31 | 87 | 5,40 | 9787,345 | 237453 | 19,812 | 143,571 |
| FGG-2 | 119,21 | 91 | 5,40 | 9787,345 | 227106 | 19,801 | 142,414 |
| FGG-3 | 120,76 | 91 | 5,60 | 9787,345 | 243000 | 19,817 | 145,587 |
| VZK-10 | 123,20 | 85 | 13,35 | 9833,579 | 90000 | 19,757 | 132,358 |
| FGHP-1 | 120,05 | 88 | 11,90 | 9814,379 | 78964 | 19,707 | 128,095 |
| FGČ-1 | 126,65 | 80 | 13,02 | 9837,519 | —1,616 m | 19,699 | 125,033 |
| DS-1 | 115,13 | 87 | 3,95 | 9793,800 | 103637 | 19,691 | 125,711 |
| FGT-1 | 112,24 | 93 | 3,06 | 9758,880 | 186326 | 19,704 | 131,338 |
| FGV-1 | 112,62 | 92 | 7,80 | 9781,062 | 158144 | 19,720 | 128,788 |
| FGTv-1 | 115,85 | 93 | 13,68 | 9814,314 | 85972 | 19,714 | 124,609 |
| FGDž-1 | 116,66 | 98 | 25,90 | 9876,539 | −1,955 m | 19,733 | 114,704 |
| FGGa-1 | 114,19 | 85 | 1,54 | 9759,971 | 216419 | 19,736 | 136,364 |
| VTP-11 | 113,32 | 99 | 1,20 | 9746,934 | 130000 | 19,623 | 126,657 |
| ČR-1 | 110,99 | 94 | 1,46 | 9729,893 | 178000 | 19,637 | 129,283 |
| Č-1 | 111,44 | 83 | 2,91 | 9772,252 | −2,999 m | 19,515 | 108,441 |

Tab. 3 Body evázie plynu a okamžitá statická hodnota tlaku na ústí vrtu ($P_{max}$)

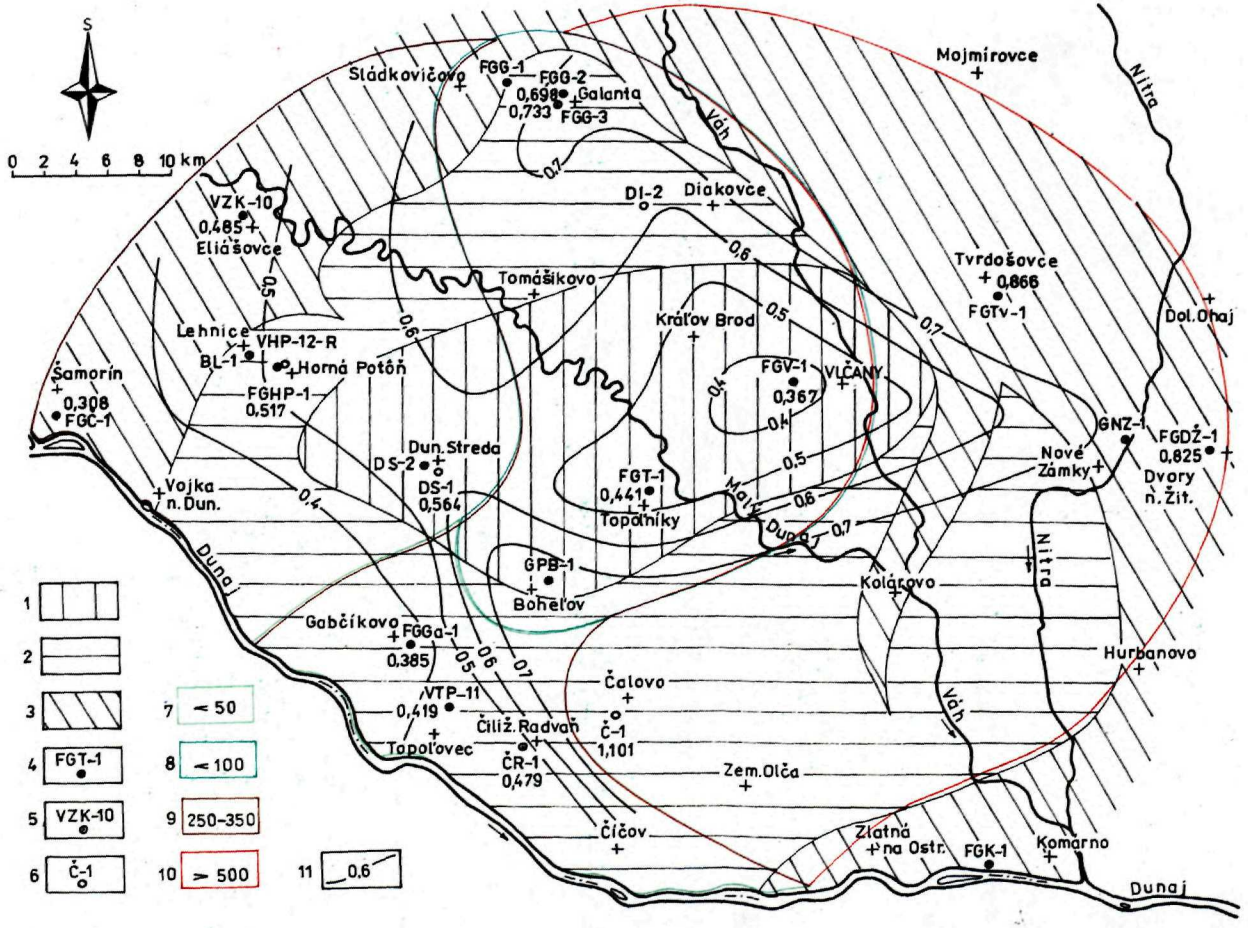
| Označenie vrtu | Hĺbkový interval (m) | Celkový obsah plynu vo vode ($m^3/m^3$) | | | | Tlak nasýtenia (MPa) | | | | Body evázie plynu (m) | $P_{max}$ (MPa) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $CH_4$ | $N_2$ | $CO_2$ | Spolu | $CH_4$ | $N_2$ | $CO_2$ | Spolu | | |
| FGG-1 | 1332—1219 | 0,012 | 0,031 | 0,084 | 0,129 | 0,065 | 0,321 | 0,541 | 0,927 | 84,3 | 0,379 |
| FGG-2 | 2032—1706 | 0,014 | 0,027 | 0,082 | 0,124 | 0,083 | 0,286 | 0,031 | 0,401 | 28,4 | 0,698 |
| FGG-3 | 1998—1731 | 0,044 | 0,052 | 0,207 | 0,304 | 0,264 | 0,548 | 0,076 | 0,889 | 71,8 | 0,733 |
| VZK-10 | 1457—1331 | 0,303 | 0,043 | 0,215 | 0,565 | 1,618 | 0,465 | 0,071 | 2,154 | 224,5 | 0,429 |
| VZK-10 | 1457—1331 | 0,417 | 0,069 | 0,183 | 0,677 | 2,149 | 0,734 | 0,056 | 2,941 | 316,1 | 0,544 |
| VZK-10 | 1721—1331 | 0,096 | 0,060 | 0,425 | 0,592 | 0,574 | 0,658 | 0,153 | 0,387 | 130,4 | 0,485 |
| FGHP-1 | 2469—2000 | 0,710 | 0,048 | 0,253 | 1,014 | 4,400 | 0,531 | 0,098 | 5,030 | 545,7 | 0,818 |
| FGHP-1 | 1963—1394 | 0,389 | 0,041 | 0,151 | 0,583 | 2,188 | 0,429 | 0,052 | 2,670 | 277,2 | 0,517 |
| FGČ-1 | 1731—1400 | 0,312 | 0,089 | 0,324 | 0,725 | 1,646 | 0,911 | 0,086 | 2,643 | 274,4 | 0,308 |
| DS-1 | 2432—2183 | 0,739 | 0,056 | 0,054 | 0,850 | 4,755 | 0,619 | 0,023 | 5,398 | 577,4 | 0,564 |
| FGT-1 | 2487—2037 | 0,242 | 0,073 | 0,080 | 0,395 | 1,472 | 0,759 | 0,032 | 2,264 | 237,0 | 0,796 |
| FGT-1 | 1910—1394 | 0,001 | 0,022 | 0,001 | 0,024 | 0,002 | 0,227 | 0,001 | 0,230 | 11,6 | 0,375 |
| FGT-1 | 2487—1394 | 0,031 | 0,024 | 0,005 | 0,061 | 0,179 | 0,248 | 0,002 | 0,429 | 32,6 | 0,441 |
| FGV-1 | 1893—1244 | 0,039 | 0,033 | 0,046 | 0,119 | 0,197 | 0,338 | 0,014 | 0,550 | 46,4 | 0,367 |
| FGTv-1 | 2388—2037 | 1,232 | 0,002 | 0,237 | 1,471 | 8,619 | 0,029 | 0,104 | 8,752 | 960,3 | 1,104 |
| FGTv-1 | 1877—1625 | 0,677 | 0,254 | 0,072 | 6,539 | 3,900 | 2,614 | 0,024 | 6,539 | 712,9 | 0,866 |
| FGDŽ-1 | 1930—1653 | 1,233 | 0,091 | 0,134 | 1,458 | 4,760 | 0,830 | 0,026 | 5,617 | 640,6 | 0,640 |
| FGDŽ-1 | 1616—1473 | 0,749 | 0,104 | 0,112 | 0,965 | 3,996 | 1,081 | 0,035 | 5,112 | 558,2 | 0,825 |
| FGGa-1 | 2503—2146 | 0,079 | 0,056 | 0,098 | 0,234 | 0,465 | 0,576 | 0,037 | 1,079 | 104,8 | 0,604 |
| FGGa-1 | 1926—1687 | 0,023 | 0,029 | 0,025 | 0,078 | 0,115 | 0,292 | 0,007 | 0,415 | 29,3 | 0,385 |
| VTP-11 | 2482—1533 | 0,001 | 0,017 | 0,026 | 0,046 | 0,011 | 0,178 | 0,009 | 0,197 | 7,1 | 0,419 |
| ČR-1 | 2430—1814 | 0,012 | 0,022 | 0,048 | 0,083 | 0,069 | 0,232 | 0,018 | 0,320 | 20,1 | 0,597 |
| ČR-1 | 2016—1814 | 0,001 | 0,024 | 0,025 | 0,050 | 0,005 | 0,248 | 0,007 | 0,261 | 15,1 | 0,479 |
| Č-1 | 2441—2293 | 1,654 | 0,015 | 0,075 | 1,745 | 10,197 | 0,159 | 0,031 | 10,388 | 1135,4 | 1,101 |

Okamžitá statická hodnota tlaku na ústí vrtu (tab. 3, obr. 2) určuje maximálnu depresiu, ktorú môžeme na geotermálnom vrte dosiahnuť pri jeho exploatácii voľným prelivom. V jej hodnote sú obsiahnuté všetky skutočnosti vplývajúce na mernú hmotnosť geotermálnych vôd (teplota, voľný plyn, rozpustený plyn, mineralizácia a stlačiteľnosť), a tým aj na ich piezometrickú výšku.

Pre exploatačné geotermálne vrty má veľký praktický význam určenie polohy bodu evázie plynov (tab. 3, obr. 1) vo vrte, lebo podmieňuje vznik chemicko-technologických problémov. V prípade, že geotermálna voda je presýtená voči kalcitu a dolomitu a parciálny tlak nasýtenie oxidu uhličitého je väčší ako dynamická hodnota hydrostatického tlaku na ústí vrtu, vzniká vo vrte inkrusta. Ďalší význam určenia polohy bodu evázie plynov spočíva v tom, že pri exploatácii geotermálnych vôd pomocou hlbinného čerpadla určuje minimálnu hĺbku jeho zapustenia do vrtu. Čerpadlo musí byť vo vrte umiestnené pod bodom evázie plynov, lebo pri čerpaní dvojfázovej zmesi (kvapalina—voľný plyn)




Obr. 1 Bod evázie plynu




Obr. 2 Rozšírenie koeficienta absolútnej prietočnosti okamžitej statickej hodnoty tlaku na ústí vrtu a hĺbok bodov evázie (M. FENDEK, 1988); 1 – koeficient absolútnej prietočnosti 1–5.$10^{-11}$ $m^3$, 2 – koeficient absolútnej prietočnosti 0,5–1.$10^{-11}$ $m^3$, 3 – koeficient absolútnej prietočnosti menší ako 0,5.$10^{-11}$ $m^3$, 4 – výskumný geotermálny vrt, 5 – prieskumný geotermálny vrt, 6 – exploatačný vrt, 7–10 – hĺbka bodu evázie, 11 – okamžitá statická hodnota tlaku na ústí vrtu (MPa)

dochádza ku kavitácii čerpadla, čo v konečnom dôsledku vedie k jeho deštrukcii. Rozčlenenie územia z pohľadu potrebných hĺbok pre zapustenie čerpadla je znázornené na obr. 2.

Kolektory geotermálnych vôd boli testované krátkodobými (3 týždne, z čoho asi 1 týždeň trvala stúpacia skúška), dlhodobými (2—3 mesiace) a kontrolnými hydrodynamickými meraniami. Metodika hydrodynamického výskumu kolektorov vychádzala z metód neustáleného prúdenia podzemných vôd, z ktorých nasledovne vychádzal i výpočet hydraulických parametrov. Hydraulické parametre boli vypočítané z čiar stúpacích skúšok s použitím Theissovej rovnice, modifikovanej Jacobovou transformáciou.

Vrstvy boli vo vertikálnom smere separátne odskúšané postupne po jednotlivých úsekoch (otvorených jet perforáciou) smerom odspodu nahor. Takto boli odskúšané kolektory v hĺbkovom intervale 2503—904 m (okrem vrtov FGB-1/a a FGS-1, kde boli odskúšané piesky panónu a pontu i v hĺbkovom intervale 570—275 m). Hrúbka jednotlivých odskúšaných úsekov v uvedenom intervale sa pohybovala v rozmedzí 87—592 m. V rámci týchto úsekov mocnosť produkčných vrstiev kolektorov kolíše od 34 m do 192 m. Hodnoty hydraulických parametrov pre vybrané úseky uvádzame v tab. 4 a ich plošné rozšírenie je znázornené na obr. 2.

**Hydrogeochemická charakteristika**

Základnou zákonitosťou genézy a priestorového rozdelenia chemického zloženia geotermálnych vôd centrálnej depresie podunajskej panvy je ich vzťah k hĺbke uloženia kolektorov, ktorý má však v tejto oblasti svoje špecifické črty. Gradient mineralizácie na okrajoch depresie je vyšší ako v jej centrálnej časti, čo je spôsobené misovitou geologickou stavbou panvy. Možno predpokladať, že v centre depresie by bol gradient mineralizácie podobný ako na jej okrajoch, až do hĺbky cca 3000 m. Ďalej s hĺbkou klesá obsah nátriovo-hydrogénuhličitanovej zložky $A_1$ a hodnota geochemického faktora $HCO_3/Cl$. Naopak, s hĺbkou možno pozorovať nárast nátriovo-chloridovej zložky $S_1$ (Cl). Tieto zákonitosti dokresľujú obsah ľahkého izotopu kyslíka, ktorého hodnoty sa s hĺbkou zväčšujú a približujú k priemerným oceánskym vodám.

V súlade s týmito zákonitosťami možno geotermálne vody centrálnej depresie podunajskej panvy podľa chemického zloženia rozdeliť do piatich skupín (hydrogeochemických polí), ktorých zastúpenie závisí od štruktúrno-litologických, hydrodynamických, paleohydrogeologických, tektonických a iných faktorov.

Prvá skupina predstavuje geotermálne vody výrazného nátriovo-chloridového typu s mineralizáciou nad 10 g/l. Sú typické pre hlbšie uložené kolektory bádenu, sarmatu a panónu. Mineralizácia sa pohybuje od 11,6 g/l do 126,40 g/l, hodnota $HCO_3/Cl$ je 0,271—0,002.

Druhú skupinu predstavujú geotermálne vody výrazného nátriovo-chloridového typu s mineralizáciou do 5 g/l. Sú geneticky viazané na piesky až pieskovce panónu a pontu. V modeli hydrogeochemického poľa ležia v kolektoroch, uložených vyššie ako vody prvej skupiny.

Tretiu skupinu predstavujú geotermálne vody nátriovo-chloridového typu s prítomnosťou zložky $A_1$ nad 30 mmol.z %, respektíve nátriovo-hydrogénuhličitanového typu s prítomnosťou zložky $S_1$ (Cl) nad 30 mmol.z % (tvoria prechod medzi vodami druhej a štvrtej skupiny). Prevažne sú viazané na kolektory pontu (pomer $HCO_3/Cl$ majú väčší ako 1). Hodnoty mineralizácie sa pohybujú od 2,72 g/l do 8,7 g/l a závisia od stupňa ich degradácie (čím vyšší je podiel $S_1$ (Cl), tým vyššia je mineralizácia).

Tab. 4 Hydraulické parametre a základné vstupné údaje pre ich výpočet

| Označenie vrtu | Odskúšaný úsek od—do (m) | Hrúbka produkčných vrstiev (m) | Vek | Koeficient absolútnej prietočnosti $T_p$ ($m^3$) | Koeficient prietočnosti T ($m^2/s$) | Koeficient priepustnosti $k_p$ ($m^2$) | Koeficient filtrácie $k_f$ (m/s) | Výdatnosť Q (l/s) | Ložisková teplota vody (°C) | Mineralizácia vody M (g/l) | Merná tiaž vody G ($N/m^3$) | Súčiniteľ dynamickej viskozity $\mu . 10^{-4}$ (Pa/s) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| FGG-2 | 2032—1706 | 92 | pa | $8{,}8 . 10^{-11}$ | $2{,}6 . 10^{-3}$ | $9{,}57 . 10^{-13}$ | $2{,}84 . 10^{-5}$ | 23,3 | 87 | 5,4 | 9586,22 | 3,223 |
| | 2032—1706 | 92 | pa | $1{,}2 . 10^{-10}$ | $3{,}6 . 10^{-3}$ | $1{,}30 . 10^{-12}$ | $3{,}88 . 10^{-5}$ | 16,6 | 87 | 5,4 | 9587,53 | 3,223 |
| FGG-3 | 1998—1731 | 94 | pa | $1{,}7 . 10^{-11}$ | $4{,}9 . 10^{-4}$ | $1{,}81 . 10^{-13}$ | $5{,}20 . 10^{-6}$ | 25,0 | 84 | 5,6 | 9608,70 | 3,341 |
| VKZ-10 | 1721—1331 | 204 | pa, pt | $3{,}0 . 10^{-11}$ | $8{,}5 . 10^{-4}$ | $1{,}47 . 10^{-13}$ | $4{,}1 . 10^{-6}$ | 22,3 | 79 | 13,35 | 9743,01 | 3,499 |
| FGHP-1 | 2469—2000 | 134 | pa, pt | $6{,}2 . 10^{-12}$ | $2{,}1 . 10^{-4}$ | $4{,}63 . 10^{-13}$ | $1{,}58 . 10^{-6}$ | 12,0 | 100 | 10,4 | 9537,30 | 2,789 |
| | 1963—1394 | 67 | pt | $5{,}1 . 10^{-11}$ | $1{,}4 . 10^{-3}$ | $7{,}61 . 10^{-13}$ | $2{,}11 . 10^{-13}$ | 25,0 | 81 | 5,7 | 9622,15 | 3,466 |
| FGČ-1 | 1731—1400 | 98 | pa, pt | $1{,}1 . 10^{-10}$ | $2{,}45 . 10^{-3}$ | $1{,}12 . 10^{-12}$ | $2{,}51 . 10^{-5}$ | 10,0 | 64 | 9,4 | 9743,50 | 4,361 |
| | 1731—1409 | 98 | pa, pt | $6{,}5 . 10^{-11}$ | $1{,}45 . 10^{-3}$ | $6{,}65 . 10^{-13}$ | $1{,}48 . 10^{-5}$ | 12,8 | 64 | 9,4 | 9743,50 | 4,361 |
| DS-1 | 2432—2183 | 56 | pt | $1{,}1 . 10^{-11}$ | $3{,}9 . 10^{-4}$ | $2{,}02 . 10^{-13}$ | $6{,}93 . 10^{-6}$ | 15,6 | 100 | 9,9 | 9537,44 | 2,789 |
| FGT-1 | 2487—2037 | 116 | pt | $4{,}5 . 10^{-12}$ | $1{,}6 . 10^{-4}$ | $3{,}88 . 10^{-14}$ | $1{,}41 . 10^{-6}$ | 10,5 | 107 | 3,8 | 9439,01 | 2,598 |
| | 1910—1394 | 76 | pt | $1{,}7 . 10^{-11}$ | $4{,}7 . 10^{-4}$ | $2{,}24 . 10^{-13}$ | $6{,}12 . 10^{-6}$ | 15,0 | 80 | 1,4 | 9602,37 | 3,509 |
| | 2487—1394* | 192 | pt | $3{,}4 . 10^{-11}$ | $1{,}1 . 10^{-3}$ | $1{,}77 . 10^{-13}$ | $5{,}95 . 10^{-6}$ | 23,0 | 99 | 2,2 | 9470,65 | 2,819 |
| | 2487—1394 | 192 | pt | $3{,}9 . 10^{-11}$ | $1{,}3 . 10^{-3}$ | $2{,}03 . 10^{-13}$ | $6{,}82 . 10^{-6}$ | 23,0 | 99 | 2,2 | 9470,60 | 2,819 |
| | 2487—1394** | 140 | pt | $2{,}4 . 10^{-11}$ | $8{,}2 . 10^{-4}$ | $1{,}71 . 10^{-13}$ | $5{,}87 . 10^{-6}$ | 19,2 | 101 | 2,2 | 9455,18 | 2,760 |
| | 2487—1394** | 140 | pt | $2{,}6 . 10^{-11}$ | $8{,}9 . 10^{-4}$ | $1{,}86 . 10^{-13}$ | $6{,}36 . 10^{-6}$ | 21,7 | 101 | 2,2 | 9455,61 | 2,760 |
| | 2487—1394** | 140 | pt | $4{,}7 . 10^{-11}$ | $1{,}6 . 10^{-3}$ | $3{,}36 . 10^{-13}$ | $1{,}15 . 10^{-5}$ | 21,3 | 101 | 2,0 | 9431,97 | 2,760 |
| FGV-1 | 2166—2032 | 41 | s | $2{,}1 . 10^{-11}$ | $6{,}96 . 10^{-4}$ | $5{,}12 . 10^{-13}$ | $1{,}69 . 10^{-5}$ | 23,0 | 97 | 7,3 | 9546,64 | 2,880 |
| | 2489—2032 | 71 | s | $1{,}1 . 10^{-11}$ | $4{,}2 . 10^{-4}$ | $1{,}65 . 10^{-13}$ | $5{,}91 . 10^{-6}$ | 22,0 | 105 | 7,4 | 9478,29 | 2,650 |
| | 1893—1652 | 46 | pt | $2{,}1 . 10^{-12}$ | $6{,}1 . 10^{-5}$ | $4{,}57 . 10^{-14}$ | $1{,}33 . 10^{-6}$ | 3,0 | 85 | 2,6 | 9585,37 | 3,301 |
| | 1575—1244 | 53 | pt | $1{,}3 . 10^{-11}$ | $3{,}2 . 10^{-4}$ | $2{,}46 . 10^{-13}$ | $6{,}02 . 10^{-6}$ | 8,0 | 71 | 1,6 | 9652,80 | 3,949 |
| | 1893—1244 | 99 | pt | $1{,}8 . 10^{-11}$ | $4{,}9 . 10^{-4}$ | $1{,}82 . 10^{-13}$ | $5{,}03 . 10^{-6}$ | 11,2 | 81 | 2,0 | 9593,16 | 3,466 |
| | 1893—1244* | 99 | pt | $1{,}5 . 10^{-11}$ | $4{,}2 . 10^{-4}$ | $1{,}52 . 10^{-13}$ | $4{,}21 . 10^{-6}$ | 10,0 | 81 | 2,0 | 9593,64 | 3,466 |
| | 1832—1244** | 87 | pt | $6{,}6 . 10^{-12}$ | $1{,}8 . 10^{-4}$ | $7{,}61 . 10^{-14}$ | $2{,}1 . 10^{-6}$ | 9,8 | 81 | 1,9 | 9592,38 | 3,466 |

Pokračovanie tab. 4

| Označenie vrtu | Odskúšaný úsek od—do (m) | Hrúbka produkčných vrstiev (m) | Vek | Koeficient absolútnej prietočnosti $T_p$ ($m^3$) | Koeficient prietočnosti T ($m^2/s$) | Koeficient priepustnosti $k_p$ ($m^2$) | Koeficient filtrácie $k_f$ (m/s) | Výdatnosť Q (l/s) | Ložisková teplota vody (°C) | Mineralizácia vody M (g/l) | Merná tiaž vody G ($N/m^3$) | Súčinitel' dynamickej viskozity $\mu . 10^{-4}$ (Pa/s) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| FGTv-1 | 2388—2037 | 146 | pa | $2,7 . 10^{-12}$ | $9,6 . 10^{-5}$ | $1,85 . 10^{-14}$ | $6,62 . 10^{-7}$ | 9,2 | 104 | 21 | 9574,11 | 2,677 |
| | 2388—2037 | 146 | pa | $2,0 . 10^{-12}$ | $7,2 . 10^{-5}$ | $1,37 . 10^{-14}$ | $4,89 . 10^{-7}$ | 7,3 | 104 | 21 | 9573,61 | 2,677 |
| | 1877—1625 | 138 | pa, pt | $8,0 . 10^{-12}$ | $2,3 . 10^{-4}$ | $5,8 . 10^{-14}$ | $1,68 . 10^{-6}$ | 12,3 | 85 | 3,2 | 9588,87 | 3,301 |
| FGDŽ-1 | 1930—1633 | 82 | pa | $1,6 . 10^{-13}$ | $4,93 . 10^{-6}$ | $1,95 . 10^{-13}$ | $6,0 . 10^{-8}$ | 0,2 | 90 | 9,4 | 9596,75 | 3,113 |
| | 1616—1473 | 88 | pa | $3,4 . 10^{-12}$ | $9,3 . 10^{-5}$ | $3,86 . 10^{-13}$ | $1,06 . 10^{-6}$ | 4,4 | 80 | 4,7 | 9628,15 | 3,51 |
| FGGa-1 | 2503—2146 | 87 | pt | $7,8 . 10^{-12}$ | $2,7 . 10^{-4}$ | $8,97 . 10^{-14}$ | $3,11 . 10^{-6}$ | 9,0 | 102 | 2,0 | 9473,88 | 2,732 |
| | 1926—1687 | 70 | pt | $3,1 . 10^{-11}$ | $8,18 . 10^{-4}$ | $4,43 . 10^{-13}$ | $1,17 . 10^{-5}$ | 7,9 | 77 | 1,2 | 9627,01 | 3,647 |
| | 1633—1426 | 72 | d | $3,8 . 10^{-11}$ | $8,9 . 10^{-4}$ | $5,28 . 10^{-13}$ | $1,23 . 10^{-5}$ | 8,3 | 68 | 0,96 | 9611,98 | 4,118 |
| ČR-1 | 2016—1814 | 36 | pt | $4,5 . 10^{-12}$ | $1,4 . 10^{-4}$ | $2,16 . 10^{-13}$ | $4,00 . 10^{-6}$ | 4,1 | 83 | 1,2 | 9592,38 | 3,035 |
| Č-1 | 2441—2293 | 44 | pt | $3,7 . 10^{-12}$ | $1,3 . 10^{-4}$ | $8,41 . 10^{-14}$ | $3,0 . 10^{-6}$ | 7,7 | 105 | 5,1 | 9466,61 | 2,650 |
| | 2441—2293* | 44 | pt | $5,4 . 10^{-12}$ | $1,9 . 10^{-4}$ | $1,22 . 10^{-13}$ | $4,38 . 10^{-6}$ | 7,1 | 105 | 5,1 | 9466,63 | 2,650 |
| VTP-11 | 2482—1533 | 125 | pt | $2,1 . 10^{-11}$ | $7,21 . 10^{-4}$ | $1,72 . 10^{-13}$ | $5,77 . 10^{-6}$ | 17,6 | 99 | 1,2 | 9430,22 | 2,819 |

Vysvetlivky: *) dlhodobá hydrodynamická skúška
**) kontrolné hydrodynamické meranie s odstupom jedného roku
d — dák, pt — pont, pa — panón, s — sarmat

Geotermálne vody štvrtej skupiny sú nátriovo-hydrogénuhličitanového typu s mineralizáciou od 1 g/l do 5 g/l. Sú charakteristické pre kolektory pontu a dáku.

Poslednú skupinu tvoria geotermálne vrty nátriovo-hydrogénuhličitanového typu s mineralizáciou do 1 g/l, viazané prevažne na kolektory pontu a dáku.

Izotopové zloženie kyslíka v geotermálnych vodách centrálnej depresie podunajskej panvy je značne variabilné. Celkové rozpätie $\delta^{18}O$ sa pohybuje medzi $-13{,}18$ až $-1{,}98$ ‰ (J. KANTOR et al., 1985). V priestorovej distribúcii $\delta^{18}O$ možno pozorovať určité zákonitosti: klesanie obsahu $\delta^{18}O$ s poklesom mineralizácie a znižovanie obsahu chloridov. Zreteľný je i trend zvyšovania obsahu $\delta^{18}O$ so stúpajúcou teplotou vôd.

Uvedená izotopová charakteristika a rozdelenie chemického zloženia geotermálnych vôd dobre korešponduje s paleohydrogeologickým vývojom panvy (O. FRANKO—D. BODIŠ, 1988). Na základe paleontologických výskumov sa predpokladá, že primárna salinita sa v sarmate pohybovala v rozmedzí 30—18 ‰, v období panónu až pontu sa znižovala asi z 15 ‰ na približne 3 ‰, v dáku dosahovala iba 3—0,5 ‰ a v rumane ešte nižšie hodnoty.

Znalosť vertikálnej a horizontálnej zonálnosti chemického a izotopového zloženia potvrdzuje postupné vysladzovanie sedimentačného priestoru, no súčasne možno uviesť, že do hĺbky zhruba 1500 m (na okraji) — 2000 m (v strede) sú už pôvodné vody nahradené vodami meteorickými. Dokazuje to obsah $\delta^{18}O$ vo vode Dunaja, ktorého hodnoty sa pohybujú v rozmedzí $-11{,}0$ až $-13{,}5$ ‰ (podľa pozorovania izotopového zloženia zrážok vo Viedni sa ročné priemery $\delta^{18}O$ pohybujú medzi $-9{,}4$ až $-10{,}3$ ‰). Nevieme však určiť, kedy došlo k ich nahradeniu. V hlbších priestoroch ide o marinogénne vody zmiešané s meteorickými. Anomálne vysokú hodnotu, $\delta^{18}O$ $-13{,}18$ ‰, vykazuje voda v Diakovciach (vrt Di-1). Predpokladáme, že by mohla zodpovedať meteorickým zrážkam chladnejších pleistocénnych období.

Na základe uvedeného môžeme geotermálne vody centrálnej depresie začleniť do viacerých genetických typov:

1. marinogénne geotermálne vody
   a) reliktné morské vody
   b) infiltračne degradované vody
   c) vysokomineralizované vody (soľanky)
2. petrogénne geotermálne vody
3. geotermálne vody zmiešanej genézy.

Synsedimentárne reliktné morské vody sú charakteristické pre hlbšie uložené miocénne sedimenty študovanej oblasti, kde sa mohli uchovať za podmienok, že boli izolované voči infiltrácii meteorických vôd alebo prírodného hlbinného $CO_2$ v súčasnosti, respektíve v geologickej minulosti. Sú metamorfované len v systéme voda—hornina, pričom ako hlavný proces sa bude zrejme uplatňovať heteroionická zámena Ca, Mg, Na a vytesňovanie Ca a Sr z kryštalickej mriežky pevnej fázy. Vody tohto typu sa v úrovni 1000 m vyskytujú len v okrajových častiach depresie a postupne so vzrastajúcou hĺbkou sa ich rozšírenie sťahuje do centra depresie.

Infiltračne degradované marinogénne geotermálne vody môžeme na základe chemického zloženia rozdeliť do dvoch skupín. Sú to zachované vody vnútrozemského mora, ktoré sa prínosom a odnosom látok vysladzovalo a v súčasnosti sú v uzavretých hydrogeochemických štruktúrach. Ich mineralizácia (5—10 g/l) zhruba zodpovedá paleosalinite ich kolektorov. Sú viazané na plytšie uložené sedimenty. Od hĺbky 2000 m vystupujú na okrajoch depresie. Druhú skupinu predstavujú v menšej alebo väčšej miere v minulosti, resp. v niektorých prípadoch i recentne infiltračne degradované marinogénne vody. Sú

v prevažnej miere viazané na kolektory pontu a elipsoidne rozložené okolo centra depresie.

Vysoko mineralizované vody (soľanky) reprezentujú tzv. reliktné soľné roztoky, ktoré vznikli lokálnym zahustením panvových vôd pod kritický bod rozpustnosti NaCl. Tieto vody sú uchované v hydrogeologicky uzatvorených štruktúrach. Ako príklad možno uviesť vodu z vrtu Kolárovo-3 s mineralizáciou okolo 124 g/l, obsahom Br 564 mg/l a pomerom Cl/Br 131 a $\delta^{18}O$ −1,98 ‰.

Petrogénne vody výrazného nátriovo-hydrogénuhličitanového typu sú viazané prakticky na celý profil centrálnej depresie. Do hĺbky 300 až 800 m prevládajú veľmi slabo mineralizované vody (mineralizácia pod 1 g/l) a až do hĺbky 2500 m v oblasti centra depresie slabo mineralizované vody (mineralizácia 1—5 g/l). Najväčšie rozšírenie majú do úrovne 1000 m.

Z hľadiska chemického zloženia plynov ide o vody metánové, dusíkové, metánovo-dusíkové, respektíve s prevahou metánu (tab. 3). Najvyšší obsah metánu je charakteristický pre nátriovo-chloridové vody a dosahuje hodnotu až 83,67 obj. %, pričom v profiloch jednotlivých vrtov jeho obsah s hĺbkou stúpa. Obsah argónu sa pohybuje v rozmedzí $4{,}9 . 10^{-5}$ — 2,22 obj. %.

Z kyslých plynov dominuje v geotermálnych vodách $CO_2$ (tab. 3). V profiloch vrtov je viazaný na vyššie uložené horizonty, respektíve štruktúry, ktoré sú celé dotované $CO_2$.

Fázové pomery plyn—voda, zistené povrchovou separáciou, sa pohybujú v rozmedzí 0,01—4,981, pričom v rozpustenej plynnej fáze vo vode je najvýraznejšie zastúpený $CO_2$ a vo voľnom plyne $CH_4$ (tab. 3).

Indexy nerovnovážnosti pre hlavné minerálne fázy, ktoré majú najväčší význam pri tvorbe inkrustov karbonátového charakteru (aragonit, kalcit, dolomit), boli vypočítané pomocou programu PC-WATEQ. Do výpočtu bolo zahrnutých 44 vzoriek geotermálnych vôd, odobratých z geotermálnych vrtov, realizovaných v centrálnej depresii podunajskej panvy. V prevažnej miere ide o vzorky odobraté na ústí vrtov počas odskúšavania kolektorov geotermálnych vôd v jednotlivých hĺbkových intervaloch. Výsledky termodynamickej analýzy sú uvedené v tab. 5. Vzájomné vzťahy pre jednotlivé vypočítané indexy nerovnovážnosti uvažovaných minerálnych fáz s ďalšími veličinami, ktoré majú k nim vzťah (pH, $pCO_2$), sú znázornené na obr. 3, 4, 5, 6. Obrázky boli zostrojené A. Bachorcom pomocou programu SURFER. Tesný korelačný vzťah v tomto súbore možno pozorovať medzi indexom nerovnovážnosti kalcitu a pH ($r = 0{,}64$), čo dokumentuje, že s narastajúcou hodnotou pH sa zvyšuje hodnota nerovnovážneho indexu pre kalcit. Inak povedané, pri konkrétnych hodnotách pH okolo 7,6 sú geotermálne vody nedosýtené, alebo sú v rovnováhe s kalcitom. Ako kritérium pre rovnováhu sme uvažovali hodnotu indexu nerovnovážnosti $\pm$ 0,20. Korelačný vzťah medzi pH a $pCO_2$ vyjadrený koeficientom lineárnej korelácie je $r = -0{,}67$, z čoho pochopiteľne vyplýva, že so zvyšujúcou sa hodnotou $pCO_2$ klesá hodnota pH. Opísané závislosti sú viditeľné z obr. 3. Podobnú závislosť vidíme aj z obr. 4, na ktorom je znázornený vzťah indexu nerovnovážnosti dolomitu ku pH a $pCO_2$. Rozdiel je v tom, že vzťah medzi indexom nasýtenia dolomitu a pH je tesnejší ($r = 0{,}70$). Index nasýtenia dolomitu a kalcitu vo vzťahu k pH znázorňuje obr. 5. Výhodou týchto obrázkov je, že dokumentujú naraz indexy nerovnovážnosti vo vzťahu k ďalšej veličine. Obrázok 6 ilustruje efekt odplynenia $CO_2$, a tým vypadávanie do pevnej fázy kalcitu a dolomitu, prípadne naopak. Na záver je potrebné pripomenúť, že výsledky termodynamickej analýzy sú závislé od vstupných údajov, t. j. od chemickej analýzy vody.

Pri posudzovaní možnosti vypúšťania tepelne využitých geotermálnych vôd do povrchových tokov boli vyhodnotené ukazovatele prípustného znečistenia povrchových vôd

Tab. 5 Hodnoty nerovnovážnych indexov pre geotermálne vody

| Vrt | Perforácia (str. hodn.) (m) | pH | Aragonit | Kalcit | Dolomit | $pCO_2$ (MPa) | T $H_2O$ (°C) | M (g/l) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| FGDŽ-1 | 1791,5 | 6,80 | 0,144 | 0,291 | 0,205 | $2{,}15 \cdot 10^{-1}$ | 21,0 | 9,9 |
| FGDŽ-1 | 1544,5 | 7,8 | 0,952 | 1,075 | 2,085 | $2{,}59 \cdot 10^{-2}$ | 59,5 | 5,2 |
| FGDŽ-1 | 1149,0 | 7,8 | 0,019 | 0,144 | 1,204 | $2{,}86 \cdot 10^{-2}$ | 54,0 | 2,7 |
| FGDŽ-1 | 1315,8 | 7,65 | 0,743 | 0,858 | 1,160 | $5{,}54 \cdot 10^{-2}$ | 72,5 | 3,4 |
| FGTv-1 | 1693,5 | 8,35 | 1,272 | 1,391 | 2,785 | $1{,}27 \cdot 10^{-2}$ | 70,0 | 4,4 |
| FGTv-1 | 1503,5 | 7,8 | 0,421 | 0,538 | 1,035 | $4{,}54 \cdot 10^{-2}$ | 68,0 | 2,4 |
| FGTv-1 | 1474,5 | 8,2 | 0,650 | 0,767 | 1,591 | $1{,}63 \cdot 10^{-2}$ | 67,7 | 2,3 |
| FGHP-1 | 2036,0 | 8,6 | 1,177 | 1,288 | 2,693 | $5{,}03 \cdot 10^{-3}$ | 80,0 | 11,7 |
| FGHP-1 | 1678,5 | 8,2 | 0,932 | 1,047 | 2,210 | $1{,}96 \cdot 10^{-2}$ | 72,0 | 5,2 |
| FGHP-1 | 1283,0 | 8,3 | 0,423 | 0,549 | 1,160 | $8{,}02 \cdot 10^{-3}$ | 51,0 | 1,8 |
| FGHP-1 | 1599,2 | 8,3 | 0,848 | 0,964 | 2,299 | $1{,}46 \cdot 10^{-2}$ | 68,0 | 4,7 |
| Č-1 | 1350,0 | 7,1 | 0,287 | 0,394 | 0,656 | $2{,}42 \cdot 10^{-1}$ | 88,5 | 4,9 |
| FGV-1 | 2099,0 | 8,2 | 1,123 | 1,228 | 2,548 | $1{,}66 \cdot 10^{-2}$ | 90,5 | 7,3 |
| FGV-1 | 2260,5 | 8,1 | 1,232 | 1,337 | 2,502 | $1{,}99 \cdot 10^{-2}$ | 90,0 | 7,8 |
| FGV-1 | 1772,5 | 7,05 | −0,181 | −0,06 | 0,297 | $2{,}75 \cdot 10^{-1}$ | 67,0 | 2,7 |
| FGV-1 | 1409,5 | 7,75 | −0,045 | 0,072 | 0,312 | $3{,}33 \cdot 10^{-2}$ | 64,0 | 1,6 |
| FGV-1 | 1568,5 | 7,61 | 0,326 | 0,442 | 0,842 | $6{,}33 \cdot 10^{-2}$ | 68,0 | 2,2 |
| VZK-10 | 1803,0 | 8,3 | 1,241 | 1,350 | 3,386 | $3{,}31 \cdot 10^{-2}$ | 83,0 | 13,2 |
| VZK-10 | 1702,0 | 8,5 | 1,300 | 1,410 | 3,579 | $1{,}75 \cdot 10^{-2}$ | 81,8 | 12,5 |
| VZK-10 | 1470,0 | 7,6 | 0,922 | 1,033 | 2,641 | $2{,}54 \cdot 10^{-1}$ | 79,1 | 13,3 |
| VZK-10 | 1300,0 | 7,0 | 0,400 | 0,512 | 1,565 | 1,07 | 77,0 | 12,7 |
| ČR-1 | 2277,5 | 7,7 | 0,337 | 0,448 | 1,098 | $4{,}88 \cdot 10^{-2}$ | 78,0 | 1,6 |
| ČR-1 | 1915,0 | 8,9 | 0,953 | 1,070 | 2,746 | $1{,}49 \cdot 10^{-3}$ | 68,0 | 1,2 |
| FGT-1 | 2262,3 | 8,50 | 1,109 | 1,216 | 2,417 | $1{,}12 \cdot 10^{-2}$ | 87,0 | 3,9 |
| FGT-1 | 1652,0 | 7,3 | −0,501 | −0,38 | −0,416 | $8{,}29 \cdot 10^{-2}$ | 66,0 | 1,4 |
| FGT-1 | 1940,8 | 7,1 | −0,108 | 0,005 | 0,02 | $2{,}05 \cdot 10^{-1}$ | 75,5 | 2,1 |
| FGC-1 | 2243,0 | 7,1 | 0,243 | 0,393 | 0,459 | $1{,}09 \cdot 10^{-1}$ | 17,0 | 14,8 |
| FGC-1 | 1570,0 | 7,7 | 0,676 | 0,801 | 1,899 | $1{,}17 \cdot 10^{-1}$ | 54,0 | 8,7 |

Pokračovanie tab. 5

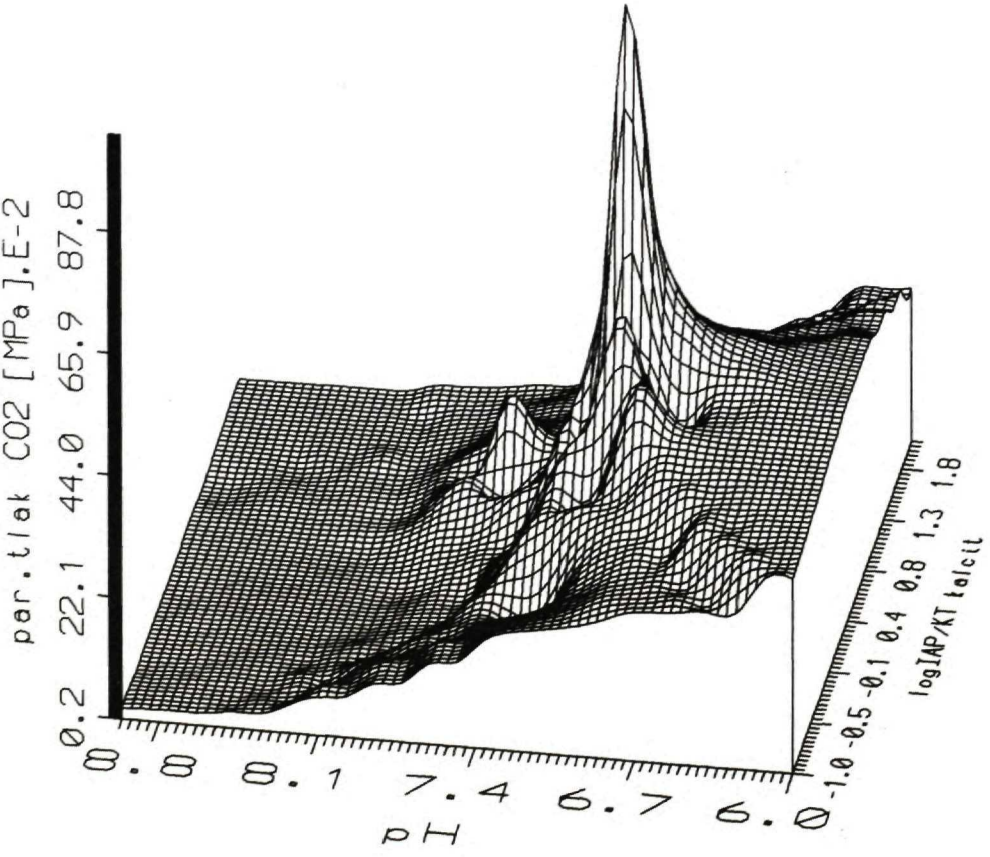
| Vrt | Perforácia (str. hodn.) (m) | pH | Aragonit | Kalcit | Dolomit | $pCO_2$ (MPa) | T $H_2O$ (°C) | M (g/l) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| FGČ-1 | 1479,0 | 7,7 | 0,699 | 0,824 | 1,874 | $1,20.10^{-1}$ | 54,0 | 8,8 |
| FGČ-1 | 1287,5 | 7,7 | 0,619 | 0,748 | 1,695 | $7,94.10^{-2}$ | 47,2 | 6,0 |
| FGČ-1 | 1372,0 | 7,5 | 0,520 | 0,646 | 1,541 | $1,37.10^{-1}$ | 53,0 | 6,9 |
| FGG-1 | 1391,6 | 6,9 | −0,060 | 0,060 | −0,384 | $5,05.10^{-1}$ | 62,9 | 3,9 |
| FGG-1 | 1598,0 | 6,95 | 0,152 | 0,270 | −0,474 | $6,54.10^{-1}$ | 66,0 | 5,7 |
| FGG-1 | 1341,3 | 7,05 | −0,054 | 0,066 | 0,248 | $3,43.10^{-1}$ | 62,0 | 3,8 |
| Di-2 | 1441,5 | 7,8 | 0,423 | 0,540 | 1,057 | $3,34.10^{-2}$ | 66,8 | 2,2 |
| FGGa-1 | 2323,0 | 7,4 | 0,124 | 0,233 | 0,128 | $1,31.10^{-1}$ | 83,0 | 1,9 |
| FGGa-1 | 1806,5 | 8,1 | 0,294 | 0,412 | 0,671 | $1,17.10^{-2}$ | 65,0 | 1,3 |
| FGGa-1 | 1534,5 | 8,0 | 0,127 | 0,248 | 0,454 | $1,05.10^{-2}$ | 60,5 | 1,0 |
| FGGa-1 | 1207,0 | 8,2 | 0,387 | 0,515 | 1,147 | $6,01.10^{-3}$ | 49,0 | 1,1 |
| FGGa-1 | 1524,0 | 8,2 | 0,161 | 0,287 | 0,793 | $1,02.10^{-2}$ | 52,0 | 1,1 |
| FGDž-1 | 2230,0 | 7,2 | 1,026 | 1,171 | 1,876 | $3,41.10^{-2}$ | 23,0 | 40,6 |
| DS-2 | 1395,5 | 8,0 | 0,051 | 0,176 | 0,400 | $1,29.10^{-2}$ | 54,0 | 1,4 |
| Č-2 | 1265,0 | 8,1 | 0,750 | 0,862 | 2,063 | $1,32.10^{-2}$ | 78,0 | 1,2 |
| FGG-2 | 1869,0 | 7,65 | −0,243 | −0,74 | −0,021 | $3,73.10^{-3}$ | 80,0 | 4,9 |

za obdobie rokov 1984—1987 na profiloch Malého Dunaja, Váhu a Nitry. Výsledky ukázali, že takmer počas všetkých sledovaných rokov je pasívny, respektíve napätý bilančný stav na rieke Nitre v profile Nové Zámky a pasívny vzťah na profile Čalovo (v r. 1987), kde však nebol dostatočný počet údajov pre výpočet. Maximálne hodnoty celkovej mineralizácie nad 1 g/l môžeme pozorovať na rieke Nitre v profile Nové Zámky.

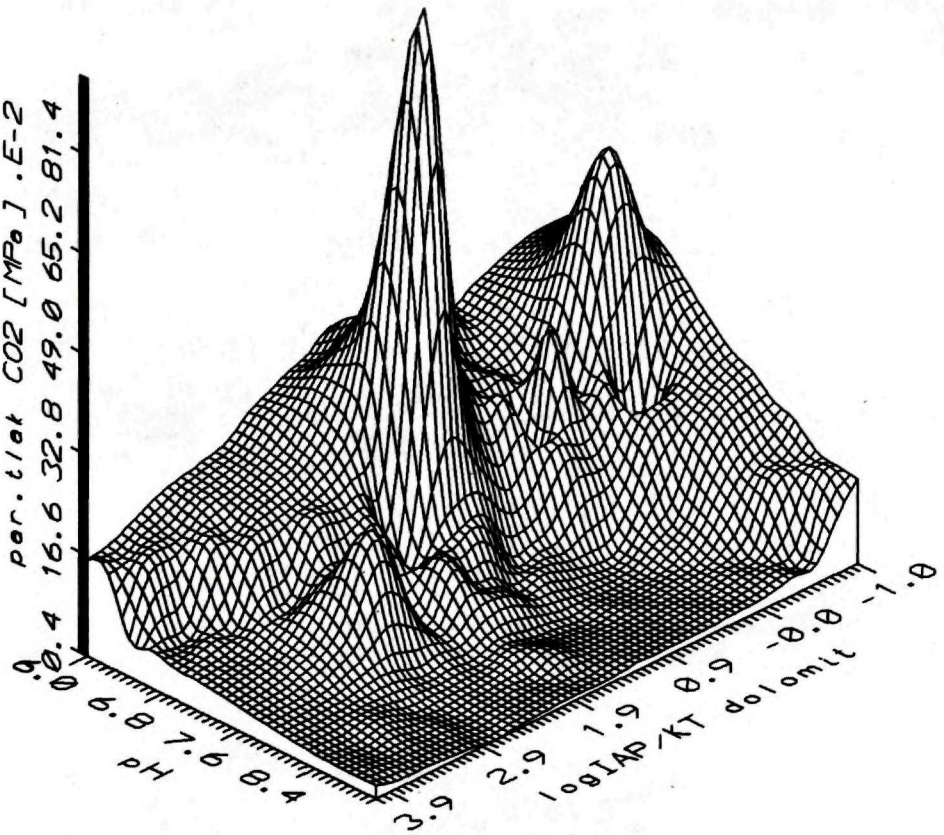
Z pohľadu charakteru chemického zloženia geotermálnych vôd môžeme priamo exploatovať geotermálne vody nátriovo-hydrogénuhličitanového typu s hodnotou celkovej mineralizácie do 1 g/l, viazané prevažne na kolektory pontu a dáku. Tomuto kritériu zodpovedajú vody z geotermálneho vrtu FGGa-1 v Gabčíkove v hĺbkových úrovniach 1534,5 m, 1524,0 m a 1207,0 m, sú však v rovnováhe, respektíve presýtené všetkými uvažovanými minerálnymi fázami (kalcit, aragonit, dolomit — pozri tab. 5), z čoho vyplýva, že budú tvoriť inkrusty karbonátového charakteru (v prevažnej miere kalcit). Vody z uvedených hĺbok obsahujú od 1,1 mg/l do 1,25 mg/l amónnych iónov, čím neprekračujú stanovený ukazovateľ pre nevodárenské toky (max. 3,0 mg/l) a prakticky ich možno vypúšťať do povrchového recipientu, respektíve do mestskej kanalizácie.

Problémy môže spôsobovať inkrustácia, ktorú možno odstrániť zavedením inhibítora pod bod evázie vrtu, ktorý je v tejto oblasti menší ako 50 m (pre sumu plynov, obr. 1, 2). Tomuto kritériu vyhovujú aj vody z vrtov ČR-1 (Čilizská Radvaň) v hĺbke 2277,5 m a 1915,0 m, DS-2 (Dunajská Streda) v hĺbkę 1395,45 m a Č-2 (Čalovo) v hĺbke 1265,0 m. Podľa termodynamickej analýzy platia pre všetky uvedené vody rovnaké zákonitosti i vlastnosti, pokiaľ ide o inkrustáciu. Výnimku tvorí geotermálna voda vrtu FGT-1 (Topoľníky) v hĺbke 1652,0 m, ktorá je nedosýtená všetkými troma uvažovanými minerálnymi fázami (tab. 5).

Uvedenému kritériu vyhovujú aj vody nátriovo-hydrogénuhličitanového typu s hodnotami celkovej mineralizácie 1—5 g/l, ktoré sú charakteristické pre kolektory pontu a dáku. Sú to vody z vrtu FGT-1 (Topoľníky) v hĺbke 2262,3 m, ktoré sú presýtené voči vypočítaným minerálnym fázam a vody v hĺbke 1940,8 m, ktoré sú nedosýtené, respektíve v rovnováhe a prakticky inkrustu netvoria. Pri ich likvidácii do povrchového recipientu budú vyhovovať stanoveným ukazovateľom pre znečistenie nevodárenských tokov. Z tejto skupiny geotermálnych vôd majú obdobnú charakteristiku vody z vrtu FGG-1 (Galanta) v hĺbke 1391,6 m a 1598,0 m a FGG-2 (Galanta) v hĺbke 1869,0 m a FGV-1

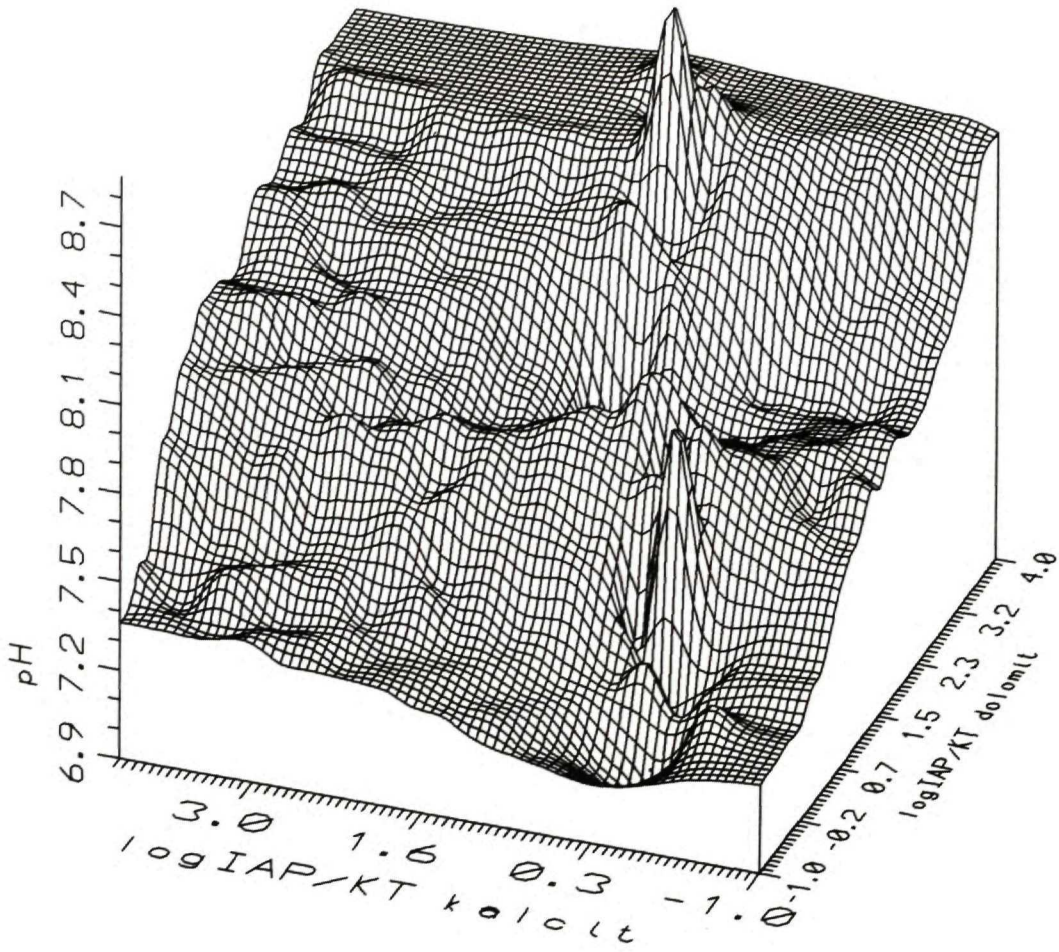



Obr. 3 Vzťah medzi $pCO_2$—pH — nerovnovážnym indexom kalcitu

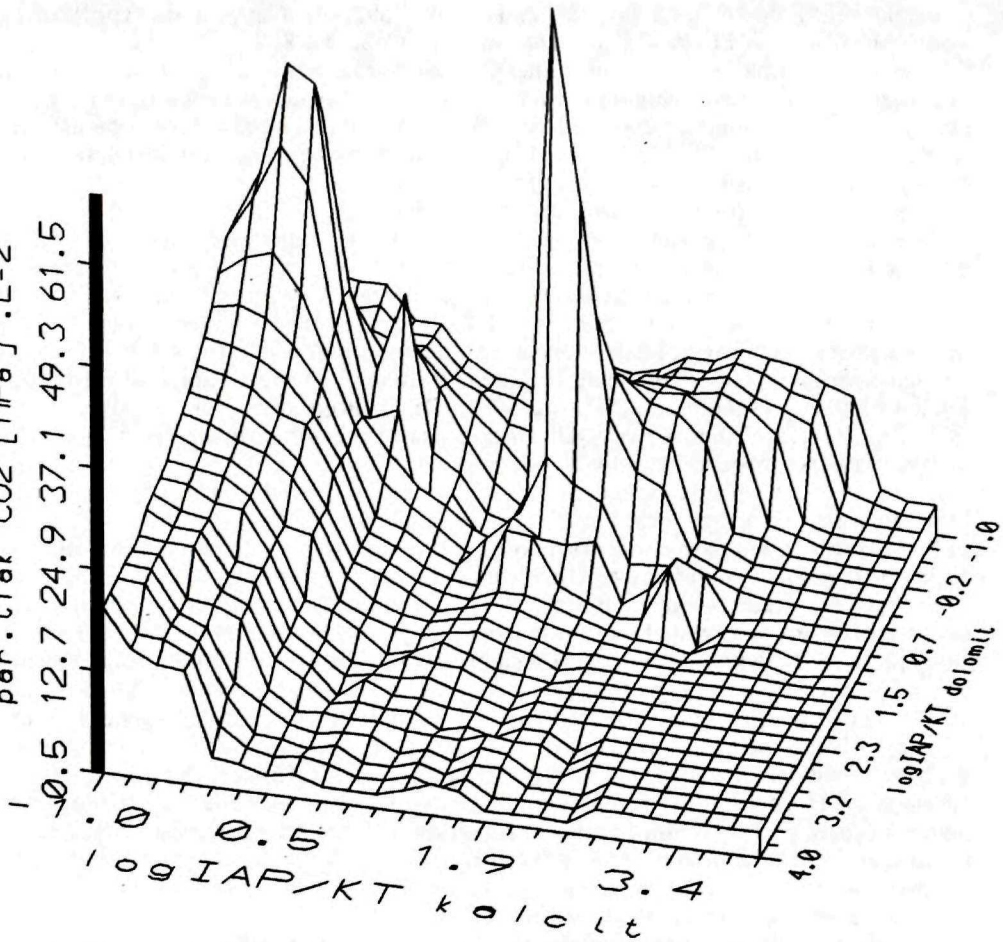



Obr. 4 Vzťah medzi $pCO_2$—pH — nerovnovážnym indexom dolomitu

(Vlčany) v hĺbke 1772,5 m a 1409,5 m. Z ostatných vôd tohto hydrogeochemického typu, ktoré však na základe termodynamickej analýzy majú predpoklad k vytváraniu karbonátových inkrúst, sem patria geotermálne vody vrtu FGV-1 (Vlčany) z hĺbky 1568,5 m, Č-1 (Čalovo) z hĺbky 1350,0 m, FGHP-1 (Horná Potôň) z hĺbok 1678,5 m, 1599,2 m a 1283,0 m, FGTv-1 (Tvrdošovce) z hĺbok 1693,5 m, 1503,5 m a 1474,5 m, FGDž-1 (Dvory nad Žitavou) z hĺbok 1544,5 m, 1315,8 m a 1149,0 m a vrtu Di-2 (Diakovce) v hĺbke 1441,5 m. Pri priamom vypúšťaní týchto tepelne využitých geotermálnych vôd do povrchových tokov musíme vo väčšine prípadov uvažovať s ich riedením. Vyplýva to jednak z ich samotného chemického zloženia, jednak z chemického zloženia povrchových tokov. Ďalším problémom je malý prietok najbližších povrchových tokov (tab. 1), pričom pri transporte zberným potrubím do vzdialenejších povrchových tokov musíme v aktuálnych prípadoch uvažovať s možnosťou inkrustácie, a tým aj s postupným zanášaním potrubia.




Obr. 5 Vzťah medzi pH — nerovnovážnym indexom kalcitu a dolomitu




Obr. 6 Vzťah medzi $pCO_2$ — nerovnovážnym indexom kalcitu a dolomitu

Rozloženie indexov nerovnovážnosti kalcitu, dolomitu a aragonitu vypočítaných pomocou programu PC-WATEQ je znázornené na obr. 7 a 8.

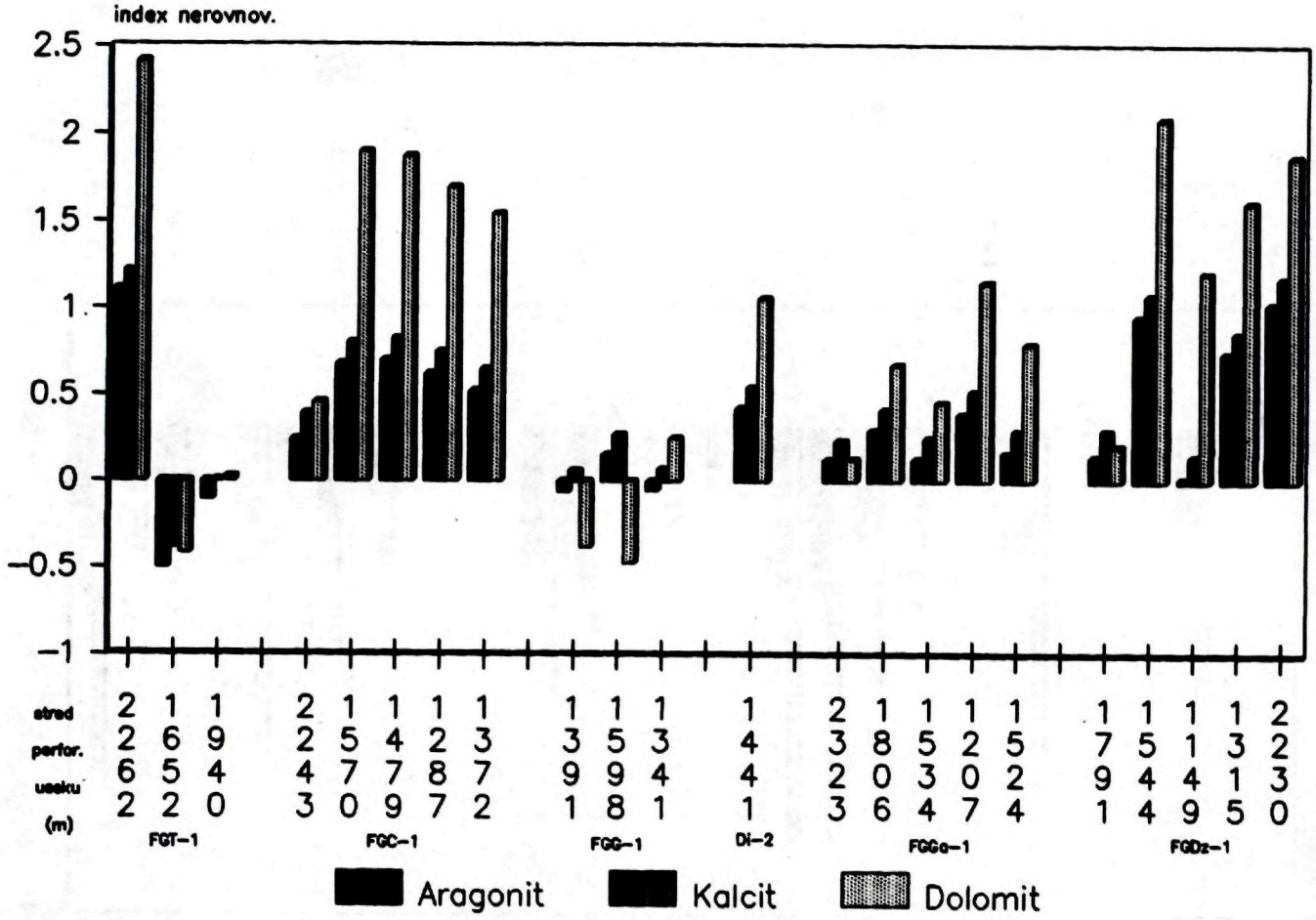
Ostatné geotermálne vody v centrálnej depresii podunajskej panvy, vzhľadom na ich chemické zloženie, nemôžeme po ich tepelnom využití likvidovať vypúšťaním do povrchových tokov. Jednou z možností ich likvidácie je reinjektáž, ktorá má z geochemického pohľadu niektoré špecifiká. Všeobecné základné problémy spojené s reinjektážou môžeme z geochemického hľadiska zhrnúť do týchto bodov:

1. Korózia povrchovej a podzemnej (vrtnej) inštalácie.
2. Škodlivé účinky zlúčenín síry, železa a baktérií v tom prípade, ak je reinjektáž uskutočnená otvoreným systémom. Je to spôsobené zavedením kyslíka do rezervoáru spolu s reinjektovanými vodami. Kyslík iniciuje prítomné desulfurizačné baktérie, ktoré v ďalšom, pomerne zložitom procese, produkujú v záverečnej fáze sírovodík. Uvedené procesy možno pozorovať, i napriek celkove nízkemu obsahu síranov, v geotermálnych vodách centrálnej depresie podunajskej panvy (n. 10 mg/l i menej), napríklad v Topoľníkoch a v Hornej Potôni (ústna informácia RNDr. Z. Bondarenkovej, 1990).
3. Chemické zrážanie v pórových štruktúrach v prípade rozdielneho chemického zloženia reinjektovanej a ložiskovej vody.
4. Možnosť znižovania priepustnosti horninového prostredia prostredníctvom nabobtnania alebo disperzie prítomných ílových minerálov.
5. Možnosť zakolmatovania horninového prostredia v okolí reinjektážneho vrtu rýchlym rozmnožovaním baktérií v dôsledku zmeny podmienok.

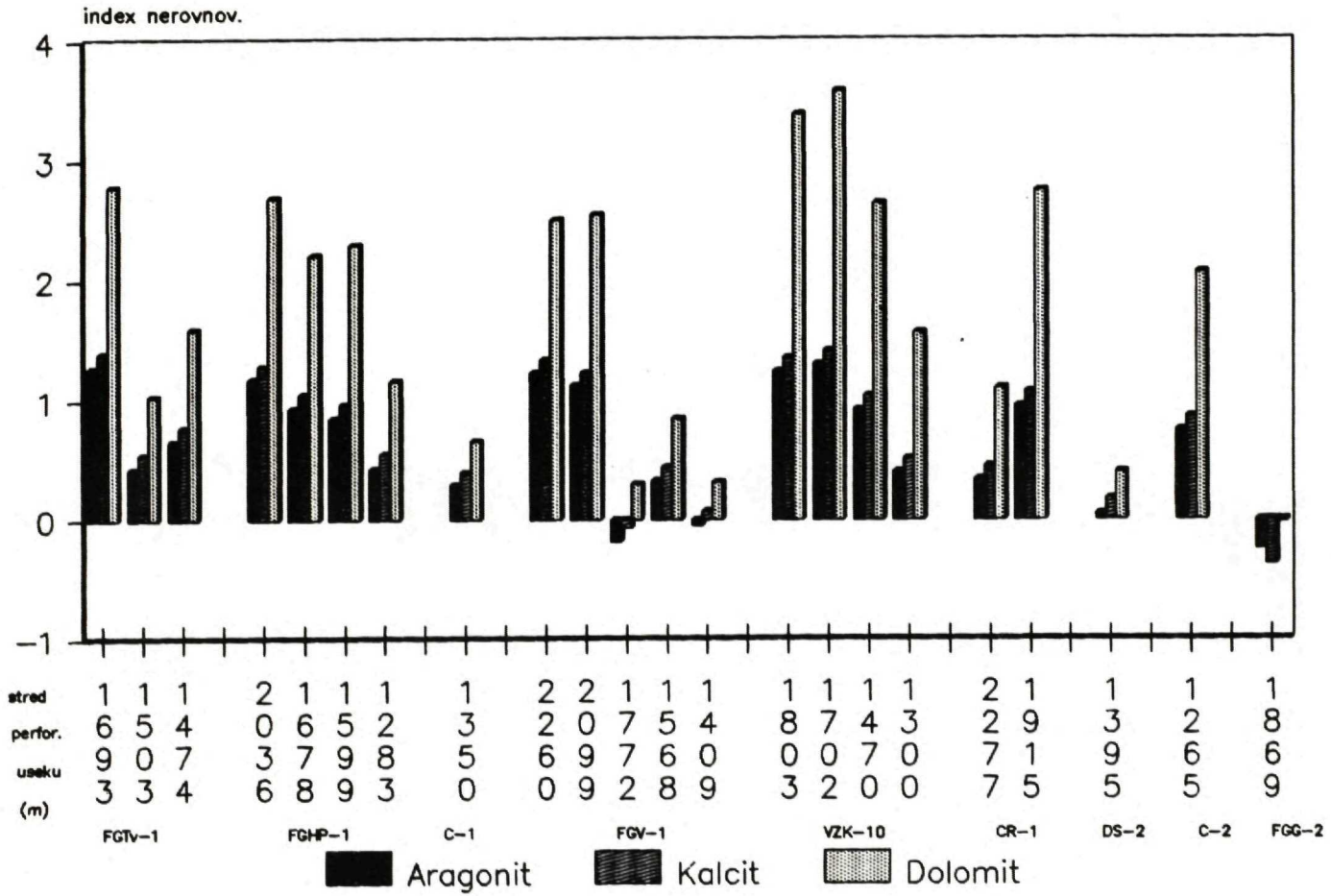
Modelovým riešením zmien obsahu voľného a rovnovážneho vápnika na účely posúdenia tvorby inkrúst, respektíve podmienok, aby inkrusty z roztoku nevznikali, sa zaoberali K. Štěpánková et al. (1985). Zmeny skúmali v priebehu týchto fáz: dekompresia vody pri výstupe až po bod evázie; separácia rozpustených plynov; ochladzovanie; absorpcia plynov, predovšetkým oxidu uhličitého; reinjektáž tepelno-energeticky využitej vody; ohrievanie vody v ložiskových podmienkach. Modelovanie v uvedených podmienkach aplikovali na geotermálne vrty v Dunajskej Strede, Galante, Vlčanoch, Tvrdošovciach a v Hornej Potôni. Úvahy v modeli sú však pravdepodobne zaťažené určitými nepresnosťami, pretože hodnota rovnovážneho vápnika hlavne v procese ochladzovania nemôže byť vyššia ako stanovená koncentrácia (i keď zaťažená chybami) celkového vápnika na ústí vrtu, respektíve v modeli uvažovaná hodnota pre ložiskové podmienky za predpokladu termodynamickej rovnováhy.

Na základe uvedenej celkovej hydrogeochemickej charakteristiky môžeme konštatovať, že z hľadiska ochrany a tvorby životného prostredia je potrebné v centrálnej depresii podunajskej panvy reinjektovať geotermálne vody výrazného nátriovo-chloridového typu s hodnotami celkovej mineralizácie nad 10 g/l z hĺbkového intervalu 2027—2000 m vrtu FGHP-1, 2481—2005 m vrtu FGČ-1, 2388—2037 m vrtu FGTv-1 a 2324—2136 m vrtu FGDž-1 (obr. 9), ďalej geotermálne vody výrazného nátriovo-chloridového typu s hodnotou celkovej mineralizácie 5—10 g/l z hĺbkového intervalu 1930—1653 m, 1616—1473 m vrtu FGDž-1, 2166—2032 m vrtu FGV-1 a 2460—2289 m vrtu Č-1. Možno sem zaradiť aj geotermálne vody tretieho a štvrtého uvedeného typu z vrtov FGČ-1 (hĺbkový interval 1731—1409 m a 1549—1409 m) a vrtu DS-1 (2474—2183 m).

Územie najvhodnejšie pre reinjektáž znázorňuje úrovňový rez v hĺbke 2000 m (obr. 9), ktoré zahŕňa prevažne vody nátriovo-hydrogénuhličitanového typu s hodnotou celkovej mineralizácie 1—5 g/l a s najmenším výskytom inkrustácie. Geotermálne vody v tejto oblasti majú najmenší obsah plynov, hlavne metánu, ktorého výskyt sa viaže najmä na vody nátriovo-chloridového typu, v dôsledku čoho môžeme pozorovať veľmi dobrú zhodu medzi vypočítanými hodnotami hĺbky bodu evázie plynu, hodnotami celkovej mineralizácie a $S_1(Cl)$ — zložkou v geotermálnych vodách (obr. 9).




Obr. 7 Nerovnovážne indexy pre aragonit, kalcit a dolomit v geotermálnych vodách




Obr. 8 Nerovnovážne indexy pre aragonit, kalcit a dolomit v geotermálnych vodách

**Hodnotenie zásob geotermálnej energie**

Hodnotenie zásob geotermálnej energie sme urobili pre vybrané lokality pomocou programu TEPLO na počítači Wang 2200 B. Pôvodný program GEOTHERM 84 na výpočet priebehu teplotnej fronty počas reinjektáže bol vypracovaný v rámci čiastkovej úlohy 03 „Výskum technicko-technologických problémov ťažby a využívania geotermálnych zdrojov SSR" vo VÚGI Brno J. HARNOVOU a A. HEBELKOM (in K. ŠTĚPÁNKOVÁ et al., 1985) na počítači ICL 2950/10 a EC 1040 v jazyku FORTRAN IV. Pre počítač Wang 2200 B ho prepracoval M. Fendek. Dvojrozmerný model extrakcie tepla zo štruktúry je založený na riešení systému rovníc:

$$\vec{v} = \frac{k_p}{\mu} \Delta p \tag{4}$$

$$w \cdot n \cdot \varrho \cdot \varkappa \cdot \frac{\partial p}{\partial t} - \operatorname{div}\left(\frac{k_p \cdot w \cdot \varrho}{\mu} \nabla p\right) - w \cdot Q = 0 \tag{5}$$

$$w \cdot \overline{\varrho \cdot c} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} + \operatorname{div}(w(\varrho \cdot c \cdot \vec{v} \cdot T - \nabla(\lambda \cdot T))) + w \cdot q = 0 \tag{6}$$

kde $\vec{v}$ — vektor rýchlosti so zložkami u, v (m/s),
$k_p$ — koeficient priepustnosti ($m^2$),
$\mu$ — koeficient dynamickej viskozity (Pa . s),
$p$ — tlak (Pa),
$w$ — mocnosť vrstvy (m),
$n$ — pórovitosť,
$\varrho$ — merná hmotnosť vody ($kg/m^3$),
$\varkappa$ — koeficient stlačiteľnosti vody (l/Pa),
$\nabla$ — Hamiltonov operátor nabla,
$t$ — čas (s),
$Q$ — reinjektované alebo exploatované množstvo (l/s),
$T$ — teplota (°C),
$q$ — rýchlosť produkcie tepla na jednotku objemu ($J/m^3$ . s),
$\lambda$ — koeficient tepelnej vodivosti horniny nasýtenej vodou (W/m . K),
$c$ — merné teplo vody (J/kg . K),
$\overline{\varrho \cdot c} = (1 - n)\varrho_h \cdot c_h + n \cdot \varrho \cdot c$
$\varrho_h$ — merná hmotnosť horniny ($kg/m^3$),
$c_h$ — merné teplo horniny (J/kg . K).

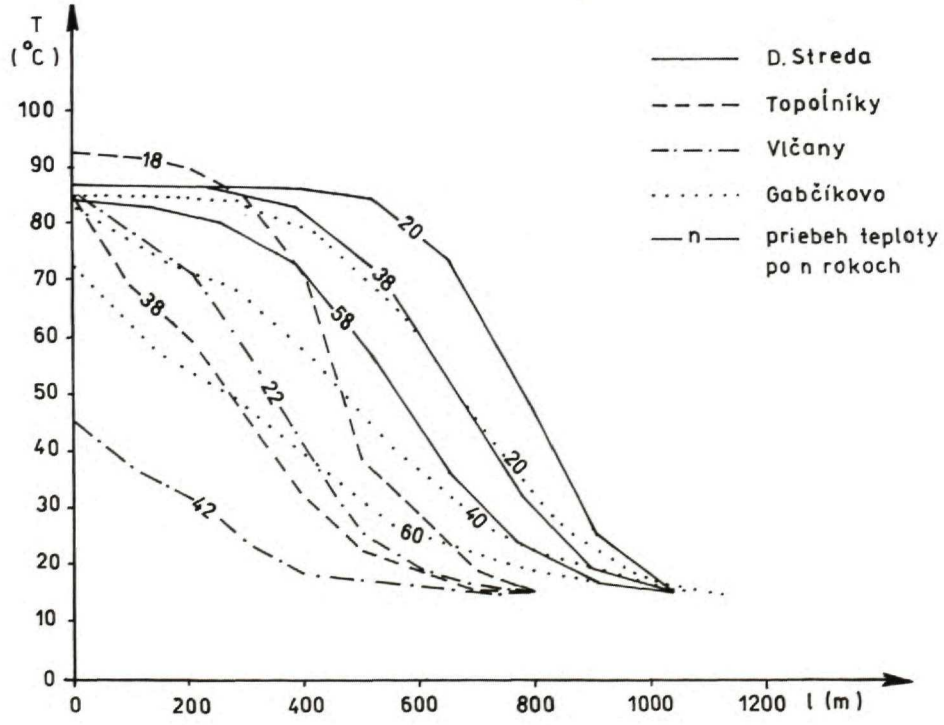
Spôsob riešenia týchto rovníc pomocou samočinného počítača je podrobne popísaný v práci J. JURÁNEK et al. (1983). Pri bilancovaní tepla vo vrstve model nepočíta s prítokom tepla z nadložia a z podložia. Pred začiatkom výpočtu tlakového poľa v štruktúre je v každom výpočtovom uzle definovaná statická hodnota hydrostatického tlaku, na základe ktorej môžeme potom vyčísliť depresie v jednotlivých výpočtových uzloch pomocou vypočítaných hodnôt hydrostatických tlakov definitívneho tlakového poľa po danom hydraulickom zásahu. Pred začiatkom riešenia teplotného poľa je v každom výpočtovom uzle definovaná i pôvodná teplota prostredia, ktorej pokles vplyvom reinjektovanej vody teplej 15 °C sa počíta v priebehu jednotlivých riešení.

Vzhľadom na nedostatok vstupných údajov pre celé územie centrálnej depresie sme priebeh teploty modelovali pre štyri perspektívne oblasti, a to oblasť Gabčíkova, Dunajskej Stredy, Topoľníkov a Vlčian. Hodnoty použitých vstupných údajov sú pre jednotlivé

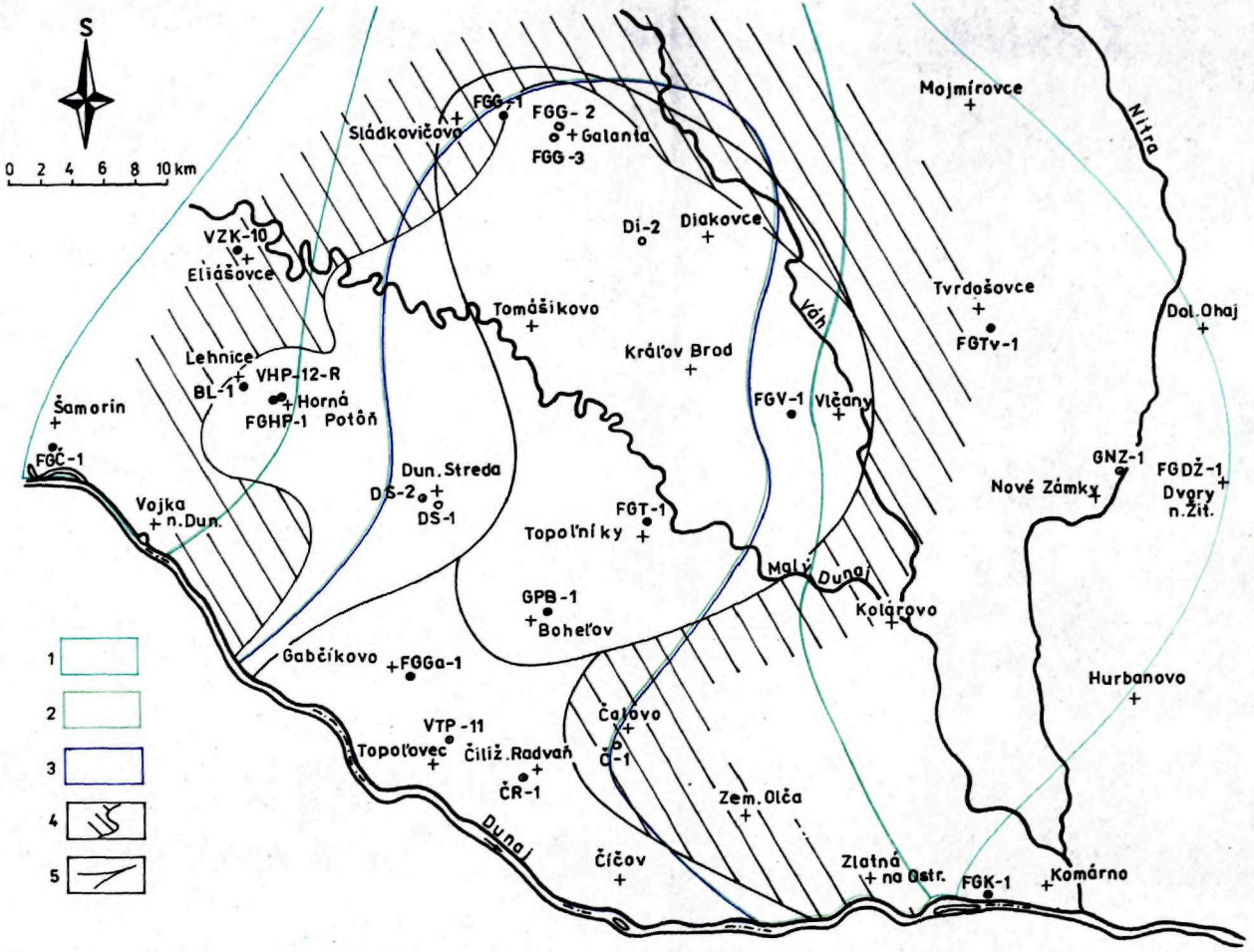
oblasti uvedené v tab. 6. Vývoj teploty v exploatačných vrtoch je graficky znázornený na obr. 10 a jej priebeh medzi exploatačným a reinjektážnym vrtom na obr. 11.

V tabuľke 6 sú okrem výdatnosti uvedené aj vypočítané depresie medzi exploatačným a reinjektážnym vrtom, pričom napríklad v oblasti Dunajskej Stredy pri výdatnosti 30 l/s pripadá na depresiu v reinjektážnom vrte 1,010 MPa a v exploatačnom 0,333 MPa. Pri výdatnosti 28 l/s pripadá v uvedenej oblasti na depresiu v reinjektážnom vrte 0,410 MPa a v exploatačnom 0,985 MPa. Na tomto príklade vidíme, ako výrazne vplýva pri rovnakej výdatnosti zmena koeficientu priepustnosti na veľkosť depresie, čo znemožňuje urobiť prognózu depresie a výdatnosti pre exploatáciu geotermálnych vôd systémom reinjektáže v celej centrálnej depresii.

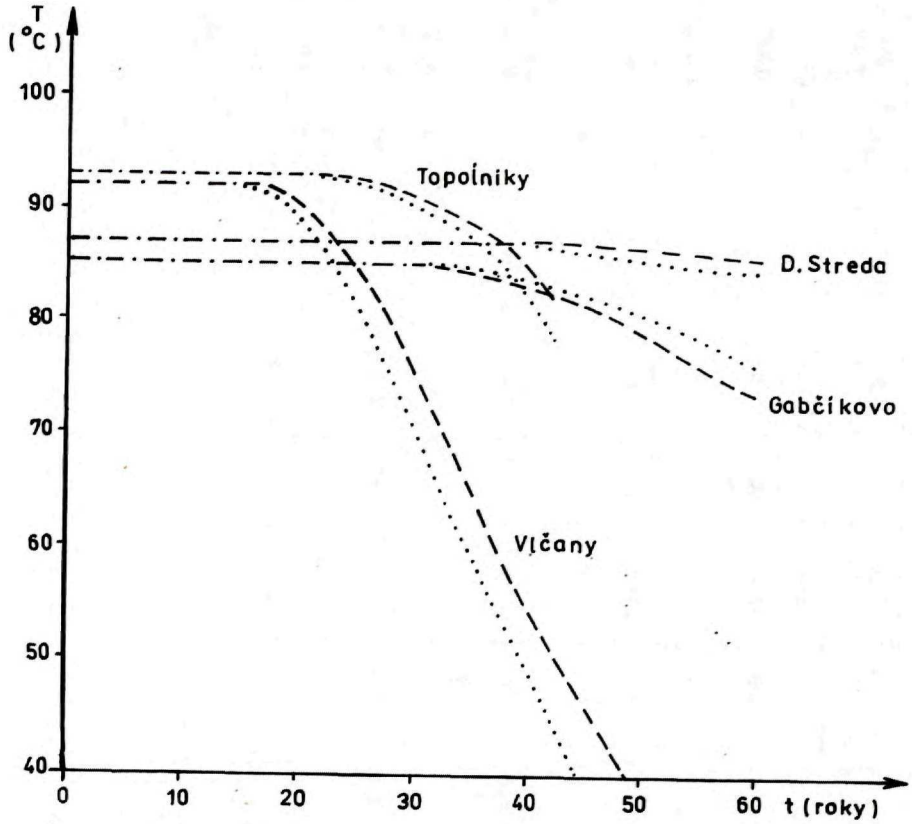
Na základe realizovaných riešení môžeme konštatovať, že z pohľadu exploatácie geotermálnych vôd systémom reinjektáže budú ako limitujúci faktor vystupovať v centrálnej depresii hydraulické parametre, od ktorých budú závisieť depresie a výdatnosti. Vcelku však môžeme povedať, že pri produktívnej mocnosti kolektorov 100 m, z pohľadu šírenia sa studenej fronty pre výdatnosti vrtov 18—35 l/s, sú potrebné vzdialenosti 800—1100 m.




Obr. 10 Vývoj teploty v exploatačných vrtoch pre zvolené oblasti




Obr. 9 Hydrogeochemická mapa pre hĺbku 2 000 m a vyznačenie územia vhodného pre reinjektáž (D. BODIŠ – M. FENDEK, 1988)
1 – nátriovo-chloridové geotermálne vody s hodnotou celkovej mineralizácie vyššej ako 10 g/l, 2 – nátriovo-chloridové geotermálne vody s hodnotou celkovej mineralizácie 5–10 g/l, 3 – nátriovo-hydrogénuhličitanové geotermálne vody s hodnotou celkovej mineralizácie 1–5 g/l, 4 – hranica územia vhodného pre reinjektáž, 5 – hranica medzi územím s rôznou hĺbkou bodu evázie




Obr. 11 Priebeh teploty medzi exploatačným a reinjektážnym vrtom vo zvolených oblastiach

Prognózne zásoby geotermálnych vôd v centrálnej depresii podunajskej panvy prvýkrát hodnotil M. FENDEK (in O. FRANKO et al., 1984). Ich množstvo bolo vyčíslené vo výške 2910 l/s, čo pri uvažovanom teplotnom spáde 65 °C predstavuje prognózny tepelno-energetický potenciál 791 MW pre všetky uvažované dvojice vrtov. V území, ktoré bolo vyčlenené ako územie vhodné pre reinjektáž, je 87 vrtov s celkovou výdatnosťou 2055 l/s, t. j. priemerná výdatnosť vrtu bola 23,6 l/s. Ak zohľadníme výsledky súčasne realizovaných modelových riešení, je priemerná výdatnosť exploatačného vrtu 26,5 l/s pri priemernej vzdialenosti medzi exploatačným a reinjektážnym vrtom 950 m, čo v území centrálnej depresie dovoľuje realizovať 588 exploatačných geotermálnych vrtov s celkovou výdatnosťou 15 288 l/s. Ich výkon by pri teplotnom spáde 40 °C predstavoval 2558 MW. Vzhľadom na veľké množstvo exploatačných geotermálnych vrtov a na vysokú hodnotu tepelno-energetického potenciálu geotermálnych vôd, ktorý možno získať exploatáciou systémom reinjektáže v centrálnej depresii podunajskej panvy, je jediným racionálnym prístupom k tejto problematike vypracovanie koncepčného územno-technického návrhu využitia geotermálnej energie v konkrétnych vybraných celkoch. Potom by malo nasledovať posúdenie možnosti splnenia požiadaviek kladených na množstvá tejto energie.

Tab. 6 Hodnoty vstupných parametrov pre jednotlivé oblasti

| Oblasť | Teplota kolek. (°C) | Hrúbka vrst. (m) | Vzdialenosť vrtov (m) | Pórovitosť | Merná hmotnosť (kg/m³) | | Merné teplo (J/kg.K) | | Tep. vodivosť (W/m.K) | Koeficient priepust. (m²) | Výdatnosť (l/s) | Vypoč. depresia (MPa) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | vody | kolek. | vody | kolek. | | | | |
| Gabčíkovo | 85 | 100 | 1120 | 0,17 | 960 | 2000 | 4184 | 800 | 2,76 | $8,9.10^{-14}$<br>$1,2.10^{-13}$<br>$1,7.10^{-13}$<br>$1,5.10^{-13}$ | 18<br>−18<br>−20<br>20 | 0,809<br><br><br>0,586 |
| Dunajská Streda | 87 | 100 | 1040 | 0,15 | 970 | 2300 | 4184 | 800 | 2,3 | $1,1.10^{-13}$<br>$3,5.10^{-13}$<br>$9,0.10^{-14}$<br>$2,5.10^{-13}$ | 30<br>−30<br>−28<br>28 | 1,343<br><br><br>1,395 |
| Topoľníky | 93 | 100 | 800 | 0,18 | 965 | 2200 | 4184 | 800 | 3,0 | $4,5.10^{-13}$<br>$5,5.10^{-13}$<br>$2,2.10^{-13}$<br>$3,3.10^{-13}$ | 40<br>−40<br>−30<br>30 | 0,592<br><br><br>0,742 |
| Vlčany | 92 | 70 | 800 | 0,13 | 965 | 2150 | 4184 | 800 | 2,5 | $4,5.10^{-13}$<br>$6,5.10^{-13}$<br>$1,8.10^{-13}$<br>$2,5.10^{-13}$ | 40<br>−40<br>−35<br>35 | 0,739<br><br><br>1,610 |

## Záver

Príspevok sa zaoberá riešením možnosti reinjektáže geotermálnych vôd v oblasti centrálnej depresie podunajskej panvy. Na základe technicko-ekonomického rozboru ťažby a využívania geotermálnych vôd systémom reinjektáže v ekonomických podmienkach ČSFR vyplýva, že pre hydrogeotermálne pomery v centrálnej depresii je potrebná minimálna výdatnosť exploatačných vrtov 18 l/s s využiteľným teplotným spádom minimálne 40 °C, čo si vyžaduje exploatáciu geotermálnych vôd z hĺbky okolo 2000 m (tab. 2).

Na základe analýzy výsledkov výskumu a prieskumu geotermálnych vôd v centrálnej depresii sme zhodnotili možnosti reinjektáže tepelne využitých geotermálnych vôd pre hĺbkovú úroveň 2000 m. Z nameraných hodnôt hydrostatických tlakov sme vypočítali statické hodnoty hydrostatického tlaku pre uvažovanú hĺbku (tab. 2), ktoré sú základným údajom pre výpočet okamžitej statickej hodnoty tlaku na ústí vrtu. Okamžitá statická hodnota tlaku na ústí vrtu (tab. 2, obr. 2) určuje maximálnu depresiu, ktorú môžeme na geotermálnom vrte dosiahnuť pri jeho exploatácii voľným prelivom. V prípade exploatácie geotermálnych vôd pomocou hlbinných čerpadiel má veľký praktický význam hĺbka bodu evázie plynov (tab. 3, obr. 1, 2), ktorá určuje hĺbku zapustenia čerpadla. Územie s potrebnou hĺbkou väčšou ako 500 m považujeme pri súčasných technických možnostiach za nevhodné. Ide prakticky o východnú časť územia centrálnej depresie. Najvhodnejšie podmienky pre použitie hlbinných čerpadiel sú v oblasti centrálnej časti (Gabčíkovo, Čiližská Radvaň) podunajskej panvy (obr. 2, 9).

Hodnoty hydraulických parametrov pre vybrané úseky uvádzame v tab. 4 a ich plošné rozšírenie je znázornené na obr. 2.

Z hydrogeochemického hľadiska bol pri riešení reinjektáže tepelne využitých geotermálnych vôd zohľadnený:

— charakter zloženia geotermálnych vôd a ich genéza,
— charakter distribúcie minerálnych fáz,
— charakter distribúcie celkovej mineralizácie a vybraných zložiek chemického zloženia vôd v povrchových tokoch.

Z pohľadu charakteru chemického zloženia geotermálnych vôd môžeme priamo exploatovať geotermálne vody nátriovo-hydrogénuhličitanového typu s hodnotou celkovej mineralizácie do 1 g/l. Tieto vody možno vypúšťať priamo do povrchových tokov, pretože neprekračujú žiadny ukazovateľ pre nevodárenské toky. Ide hlavne o vody oblasti Gabčíkova a Čiližskej Radvane z hĺbok 1500 m a 1900 m, Dunajskej Stredy a Topoľníkov z hĺbok 1400 m a 1600 m. Podobne týmto kritériám vyhovujú geotermálne vody nátriovo-hydrogénuhličitanového typu s mineralizáciou 1—5 g/l s tým, že pri ich likvidácii do povrchových tokov vo väčšine prípadov musíme uvažovať o ich riedení. Ide hlavne o vody z oblasti Galanty z hĺbok 1600 m, z oblasti Tvrdošoviec, Hornej Potône a Vlčian z hĺbok 1700 m, Čalova z hĺbky 1300 m a Čiližskej Radvane z hĺbky 2300 m (obr. 9).

Ostatné geotermálne vody v oblasti centrálnej depresie podunajskej panvy, ktoré sa vyskytujú vo väčších hĺbkach, je vzhľadom na ich chemické zloženie (výrazný nátriovo-chloridový typ s mineralizáciou 5—10 g/l a väčšou ako 10 g/l) potrebné likvidovať systémom reinjektáže. Prehľad o výsledkoch distribúcie uvažovaných minerálnych fáz, ktoré sú dôležité z hľadiska tvorby karbonátových inkrúst vo vrtoch a rozvodových potrubiach (tab. 5), znázorňujú obr. 7 a 8. Na základe uvedených výsledkov môžeme konštatovať, že najmenšia pravdepodobnosť tvorby inkrúst v geotermálnych vodách je v oblasti s bodmi evázie do hĺbky 100 m (Galanta, Diakovce, Vlčany a Topoľníky, obr. 2).

Na základe komplexného zhodnotenia súčasných poznatkov o centrálnej depresii podunajskej panvy môžeme konštatovať, že z tohto územia je možné systémom reinjektáže exploatovať 15 288 l/s geotermálnych vôd 588 exploatačnými vrtmi z hĺbkovej úrovne okolo 2000 m. Ich výkon pri tepelnom spáde 40 °C predstavuje hodnotu 2588 MW. Územie vhodné pre reinjektáž je znázornené na obr. 9. Z tohto obrázku vidíme, že je veľmi dobrá zhoda medzi hĺbkami bodu evázie, hodnotou celkovej mineralizácie a $S_1$ (Cl) — zložkou geotermálnych vôd.

Pre vyťaženie zásob geotermálnej energie systémom reinjektáže by bolo potrebné realizovať veľké množstvo vrtov, čo je prakticky neuskutočniteľné. Jediným racionálnym prístupom k tejto problematike je vypracovanie koncepčného územno-technického návrhu využitia geotermálnej energie v konkrétnych vybraných územných celkoch a posúdenie splnenia požiadaviek kladených na množstvo geotermálnej energie.

## Literatúra


FRANKO, O. et al., 1984: Geotermálna energia centrálnej depresie podunajskej panvy — prognózne zásoby. Čiastková záverečná správa. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FRANKO, O.—BODIŠ, D., 1989: Paleohydrogeology of Mineral Waters of the Inner West Carpathians. — Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FRANKO, O.—FENDEK, M., 1985: K princípu termosifónu v termálnych vodách v Západných Karpatoch. — Geol. Práce, Spr. 82, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

JURÁNEK, J.—VÁCHA, P., 1983: Technicko-ekonomické limity těžby a využívání geotermální energie v ČSSR. — Geol. Průzk. 12, Praha.

KANTOR, J. et al., 1985: Izotopová charakteristika vôd rôznych genetických typov. Čiastková záverečná správa. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ŠTEPÁNKOVÁ, K. et al., 1985: Výzkum technicko-technologických problémů těžby a využívání geotermálních zdrojů SSR. Závěrečná správa. — Geofond, Bratislava.



MARIÁN FENDEK—DUŠAN BODIŠ


**Possible ways of reinjecting geothermal waters in the central depression of Danube Basin**


Summary

This contribution deals with possible ways of reinjecting geothermal waters in the central depression of the Danube Basin. The performed feasibility study of geothermal water exploitation by reinjection method in the Czechoslovak economic conditions suggests that the minimum production-well yield is 18 l/s with exploitable thermal gradient 40 °C. To meet the latter condition, geothermal waters will have to be exploited from a depth of some 2000 m. In this depth horizont (Fig. 2), the territory was divided into areas whose bubble point was in a depth of less than 50 m, less than 100 m, 250—350 m and more than 500 m, respectively. Contours in Fig. 2 mark immediate static pressure at well-head and shaded area marks distribution of hydraulic parameters. From the hydrogeochemical point of view, possible reinjection of used (cooled) thermal waters must comply with:

— character of composition and genesis of geothermal waters,
— character of mineral-phase distribution (Tab. 5, Fig. 3 to 8),
— character of distribution of T.D.S. and some components of surface-water chemistry.

On the basis of the complex evaluation of the present-day knowledge on the central depression of the Danube Basin, we may state that 15 288 l/s of geothermal waters could be exploited by

reinjection method in this area. It would require 588 production wells approximately 2000 m deep. Their combined output at thermal gradient of 40 °C would amount to 2558 MW. The territory suitable for reinjection is shown in Fig. 9.

The exploitation of the calculated geothermal-energy reserves would require drilling a number of wells, which is virtually not feasible. The only possible approach to this problem is to work out a conception of territorial-technological exploitation of geothermal energy in selected concrete areas and then assess quantitative demands for geothermal energy.

## Explanations to Figures

Fig. 1 Bubble point

Fig. 2 Distribution of absolute-transmissivity coefficient of immediate static pressure at well-head and bubble point depths (M. FENDEK, 1988), 1 — absolute-transmissivity coefficient 1—$5 \times 10^{-11}$ m$^3$, 2 — absolute-transmissivity coefficient 0.5—$1 \times 10^{-11}$ m$^3$, 3 — absolute-transmissivity coefficient less than $0.5 \times 10^{-11}$ m$^3$, 4 — research geothermal well, 5 — exploration geothermal well, 6 — exploitation geothermal well, 7—10 — bubble-point depth, 11 — immediate static pressure at well-head (MPa)

Fig. 3 Relationship between $pCO_2$—pH — saturation index of calcite

Fig. 4 Relationship between $pCO_2$—pH — saturation index of dolomite

Fig. 5 Relationship between pH — saturation indices of calcite and dolomite

Fig. 6 Relationship between $pCO_2$ — saturation indices of calcite and dolomite

Fig. 7—8 Saturation indices of aragonite, calcite and dolomite in geothermal waters

Fig. 9 Hydrogeochemical map for a depth of 2000 m showing territory suitable for reinjection (D. BODIŠ—M. FENDEK, 1988)
1 — sodium-chloride geothermal waters with T.D.S. above 10 g/l, 2 — sodium-chloride geothermal waters with T.D.S. 5—10 g/l, 3 — sodium-hydrogencarbonate geothermal waters with T.D.S. 1—5 g/l, 4 — boundary of reinjection area, 5 — contour between areas of different bubble-point depths

Fig. 10 Development of temperature in production wells in selected areas

Fig. 11 Temperatures between production and reinjection well in selected areas

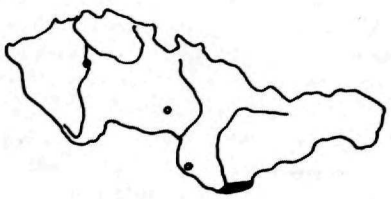
Západné Karpaty, séria hydrogeológia a inž. geol. 10, s. 159—199, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1992

ANTON REMŠÍK—ONDREJ FRANKO—DUŠAN BODIŠ

# Geotermálne zdroje komárňanskej kryhy

17 obr., 11 tab., angl. resumé

Abstract. The article presents new data obtained by geothermal research of the first prospective area from a total of 25 delineated prospective geothermal-water areas and structures in Slovakia. It deals comprehensively with the basic hydrogeothermal problems concerning Komárno block — occurrence and spatial distribution of geothermal waters, condition of their formation, shape of thermal field, hydraulic characteristics of aquifers, assessment of water chemistry, its genesis and thermal-energetic potential of natural resources and reserves. The work includes techniques of geothermal-water research as well.



**Obsah**

Úvod . . . . . 160
Realizácia prác, ich metodika, postupnosť a spolupracovníci . . . . . 160
Historický prehľad . . . . . 162
Orografické a klimatické pomery . . . . . 164
Geologická charakteristika územia . . . . . 164
Hydrogeotermálne pomery . . . . . 167
Hydrogeologické štruktúry . . . . . 167
Charakteristika geotermálnych vôd . . . . . 168
Hydraulické vlastnosti karbonátov a ich zvodnenie . . . . . 176
Geotermické pomery územia . . . . . 182
Genéza a chemické zloženie vôd . . . . . 185
Hodnotenie tepelno-energetického potenciálu . . . . . 187
TEP prírodných zdrojov . . . . . 188
TEP prírodných zásob . . . . . 189
Návrh na ďalší prieskum geotermálnych vôd . . . . . 190
Využitie geotermálnych vôd . . . . . 191
Záver . . . . . 192
Zoznam použitých symbolov . . . . . 193
Literatúra . . . . . 194
Aglické resumé . . . . . 196

RNDr. A. REMŠÍK, CSc.—RNDr. O. FRANKO, DrSc.—RNDr. D. BODIŠ, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

## Úvod

V rámci základného výskumu priestorového rozloženia zemského tepla a geotermálnych zdrojov Slovenska (O. FRANKO et al., 1970, O. FRANKO—I. MARUŠIAK et al., 1974) bola v GÚDŠ Bratislava v r. 1971—1979 skúmaná komárňanská kryha. Je to prvá štruktúra geotermálnych vôd, v ktorej bol realizovaný komplexný hydrogeotermálny výskum. Jej prednostné skúmanie bolo navrhnuté preto, aby sa získali skúsenosti s výskumom geotermálnych vôd v mezozoických karbonátoch s pomerne „plytkými" vrtmi (hĺbka terciérneho podložia — karbonátov v komárňanskej vysokej kryhe kolíše v rozmedzí cca 70—800 m).

Pred výskumom komárňanskej kryhy bola zhodnotená východná časť komárňanskej vysokej kryhy pre vyhľadávanie geotermálnych vôd (O. FRANKO—L. ZBOŘIL, 1972). V tejto práci bola vykonaná hydrogeotermická interpretácia existujúcich poznatkov, na základe ktorej bol podaný návrh na realizáciu štyroch výskumných geotermálnych vrtov. Zo zhodnotenia vyplynulo, že geotermálne vody sú viazané na elevácie mezozoického karbonátového podložia terciéru. Dva vrty boli situované do elevácií terciérneho podložia, a to v oblasti Štúrova (FGŠ-1) a Kravan (FGKr-1); v oblasti Patiniec už boli vrty realizované (Z. HOLÉCZYOVÁ—A. PORUBSKÝ, 1974). Ďalšie dva vrty boli situované do poklesnutých krýh, a to v oblasti Obidu (FGO-1) a Komárna (FGK-1). O realizácii vrtu FGK-1, ktorý sa nachádza už v okrajovej kryhe, rozhodla Koordinačná komisia vlády SSR pre otázky využitia horúcich podzemných vôd v r. 1974. Pôvodný návrh bol na situovanie vrtu do poklesnutej kryhy medzi Štúrovom a Obidom.

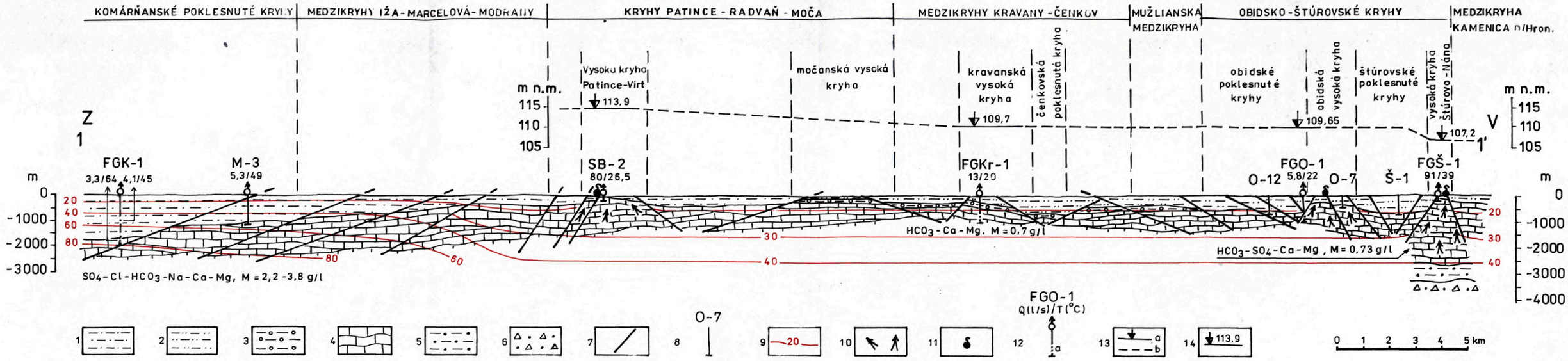
Táto práca prináša súhrn poznatkov, ktoré boli zistené pri hydrogeotermálnom výskume prvej z 25 vyčlenených perspektívnych oblastí a štruktúr geotermálnych vôd na Slovensku. Je v nej komplexne riešená základná problematika hydrogeotermie komárňanskej kryhy — interpretácia hydrogeotermálnych pomerov (výskyt a priestorové rozšírenie geotermálnych vôd, podmienky ich vzniku, priebeh teplotného poľa, hydraulická charakteristika kolektorov a pod.), hodnotenie chemického zloženia vôd, jeho genézy a tepelno-energetického potenciálu prírodných zdrojov a zásob. Práca môže slúžiť aj ako metodický vzor pre hydrogeotermálny výskum alebo vyhodnocovanie ďalších podobných oblastí, respektíve štruktúr geotermálnych vôd vôbec.

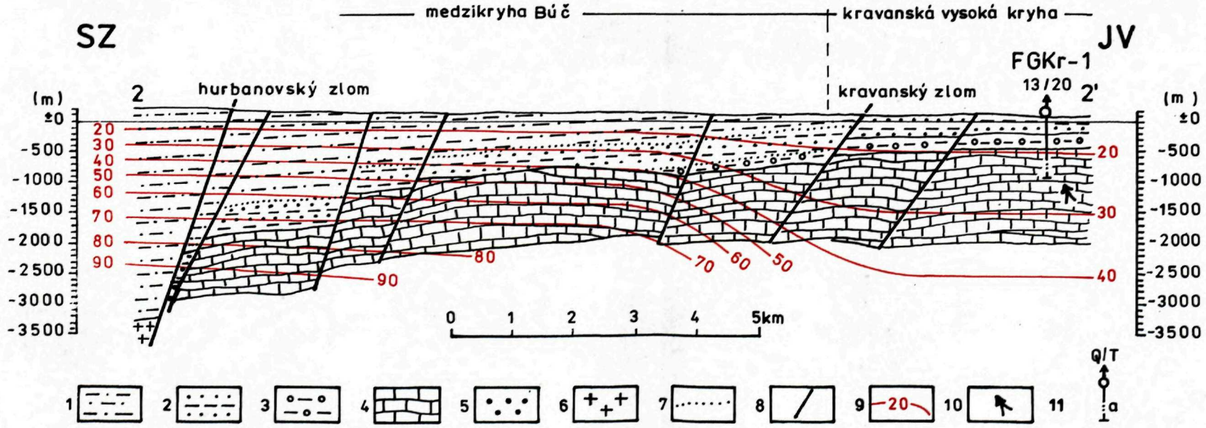
## Realizácia prác, ich metodika, postupnosť a spolupracovníci

Prvé práce, ktoré boli realizované pre účely hydrogeotermálneho výskumu komárňanskej kryhy, boli geofyzikálne merania (VES) v oblasti Štúrova v r. 1971—1972. Tieto merania boli neskoršie (r. 1973, 1975—1976) realizované v celej kryhe (L. ZBOŘIL et al., 1977).

Ako prvý bol realizovaný vrt FGŠ-1 v Štúrove s projektovanou hĺbkou 450 m. Cieľom vrtu bolo overiť vysokú kryhu Štúrovo—Nána, zastihnúť čo najviac porušené a skrasovatené triasové vápence a dolomity, získať čo najvýdatnejší a najteplejší zdroj termálnej vody. Tieto požiadavky vrt splnil skôr, ako dosiahol projektovanú hĺbku, a tak bol v hĺbke 210,5 m ukončený (s hĺbkou pribúdali iba nepatrné prítoky).

Druhý vrt FGKr-1 v Kravanoch overil geotermálne vody v kravanskej elevácii. Jeho cieľom bolo zistiť geologické, geotermické a hydrogeologické pomery hlavne v terciérnom podloží. Vzhľadom na neznalosť tohto podložia bol vrt projektovaný do hĺbky 650 m s možnosťou prehĺbenia do 1000 m. Keďže triasové dolomity boli zistené v hĺbke 629 m, vrt bol prehĺbený a ukončený v hĺbke 1021 m.




Obr. 2 Pozdĺžny hydrogeotermálny rez komárňanskej kryhy 1-1 (O. FRANKO – A. REMŠÍK, 1979)
1 – neogén; striedanie ílov a pieskov, respektíve slieňov a pieskovcov, 2 – paleogén; striedanie ílovcov a pieskovcov alebo siltovcov a pieskovcov, 3 – krieda; súvrstvie ílovcov a pieskovcov, 4 – trias–jura; vápence a dolomity, 5 – verfén; bridlice a pieskovce, vápence s vložkami evaporitov (anhydrit, sadrovec), 6 – perm; arkózy; pieskovce, droby, bridlice s vložkami evaporitov, 7 – zlomy, 8 – prieskumný geologický vrt, 9 – geoizoterma (°C), 10 – smer prúdenia termálnych vôd, 11 – prirodzený prameň termálnej vody, 12 – geotermálny vrt s voľným prelivom (a-perforácia). 13 – statická úroveň hladiny termálnej vody (a – zistená, b – predpokladaná), 14 – piezometrická výška termálnych vôd (m n. m.)

Obr. 3 Priečny hydrogeotermálny rez komárňanskej kryhy 2-2 (O. FRANKO – A. REMŠÍK, 1979)
1 – neogén; striedanie ílov a pieskov, respektíve slieňov a pieskovcov, 2 – paleogén; striedanie ílovcov a pieskovcov alebo siltovcov a pieskovcov, 3 – krieda; súvrstvie ílovcov a pieskovcov, respektíve zlepencov alebo siltovcov a pieskovcov, 4 – trias–jura; vápence a dolomity, 5 – perm; arkózové a drobové pieskovce, 6 – kryštalinikum, 7 – predpokladaný priebeh stratigrafickej hranice, 8 – zlomy, 9 – geoizoterma (°C), 10 – smer prúdenia termálnych vôd, 11 – výskumný geotermálny vrt s prelivom (Q – výdatnosť v $l.s^{-1}$, T – teplota vody, a – perforácia)

Na overenie možnosti získania geotermálnych vôd s podobnou teplotou ako majú vody v Štúrove bol realizovaný tretí vrt FGO-1 v Obide (obidská poklesnutá kryha). Vrt bol projektovaný do hĺbky 650 m s možnosťou prehĺbenia do 800 m. Nakoľko do hĺbky 800 m nebol navŕtaný prítok vody, bol vrt prehĺbený do 1000,2 m.

Západne od Komárna (cca 5 km) bol za účelom upresnenia poznatkov o geotermálnych vodách triasových karbonátov, ale aj nadložných neogénnych pieskov, realizovaný vrt FGK-1 s projektovanou hĺbkou 2000 m. Vrt bol ukončený v hĺbke 1968 m a bol situovaný do komárňanskej okrajovej kryhy, pričom mal overiť aj možnosť získania väčšieho množstva teplejších vôd, ako vytekajú z existujúcich exploatačných vrtov v Komárne (vrty M-1 a M-2 — výdatnosť pri voľnom prelive 1,5 a 2,51.$s^{-1}$, teplota 40—42 °C v r. 1974).

Vŕtanie bolo realizované systémom ROTARY na plnú počvu pri použití ílového výplachu s intervalovým jadrovaním (okrem FGKr-1, ktorého celý profil bol jadrovaný).

Po ukončení vŕtania, respektíve pred každým zapažením jednotlivého vrtu, boli urobené karotážne merania, ktorých cieľom bolo hlavne rozlíšiť kolektory od izolátorov, respektíve vyčleniť priepustné úseky a pukliny. Boli použité elektrické metódy (meranie potenciálu a odporu vrstvy, mikroodporové meranie, BZK meranie, plynulé meranie odporu výplachu a rezistivimetria), rádiologické (prirodzená gama karotáž — GK, neutrón-neutrón karotáž — NNK a gama-gama karotáž — GGK), termometrické (meranie teploty počvy vrtu, kontinuálne meranie teploty) a technické (kavernometria, inklinometria a reometria).

Vrty boli zabudované oceľovými pažnicami s vŕtanou perforáciou (15 % — pripravená na povrchu) v úrovni zachytených hĺbkových úsekov. Pri vzbudzovaní prítokov boli po výmene výplachu vo vrte za technickú vodu premývané zabudované úseky. Ak premývanie nebolo účinné, zabudované úseky boli kyselinované (FGO-1, FGK-1), alebo aktivované pyrofosforečnanom sodným (FGO-1). Na zisťovanie hydraulických parametrov kolektorov, okrajových podmienok a iných údajov boli na výskumných geotermálnych ale aj existujúcich exploatačných vrtoch (Patince — vrt SB-1, 2, Virt — vrt VŠE, JRD, HVB-1), vykonané hydrodynamické skúšky, ktoré vychádzali z metodickej príručky I. Muchu (1976). Na výpočet hydraulických parametrov bola použitá metóda Jacobovej aproximácie Theisovej rovnice. Údaje o tlakových pomeroch na vrtoch boli získané meraním vo vrtoch alebo výpočtom. Počas hydrodynamických skúšok boli odoberané vzorky vôd a plynov na chemické analýzy. Harmonogram technických prác je vyjadrený v tab. 1.

Program hydrogeotermálneho výskumu komárňanskej kryhy vypracoval O. Franko, ktorý úlohu riešil, vyhotovil projekty na vrty, vytýčil ich, riadil, sledoval a vyhodnocoval. Tento program vychádzal z päťročnicových ideových projektov štátnej výskumnej úlohy RVT „Geotermálna energia" pre roky 1971—1980 (O. Franko et al., 1970, O. Franko —I. Marušiak et al., 1974). Od r. 1975 spolupracoval na riešení úlohy (riadenie, sledovanie a vyhodnocovanie prác) A. Remšík. Geofyzikálne pomery na základe realizovaných geofyzikálnych meraní (VES) a prác zo širšieho okolia (gravimetria, seizmika) zhodnotili L. Zbořil a I. Lizoň z Geofyziky, š. p., Brno, závod Bratislava (I. Lizoň—L. Zbořil in A. Remšík—O. Franko et al., 1979). Geologické pomery podľa výsledkov výskumných geotermálnych vrtov a poznatkov zo širšieho okolia zhodnotili A. Biely, P. Gross, J. Hanáček, D. Vass z GÚDŠ Bratislava (A. Biely et al. in A. Remšík—O. Franko et al., 1979). Pri geologickom vyhodnocovaní jednotlivých vrtov s uvedenými pracovníkmi spolupracovali V. Gašpariková, A. Kullmanová, J. Papšová, J. Pevný, O. Samuel, M. Vaňová z GÚDŠ Bratislava a J. Michalík zo SAV Bratislava. Chemické zloženie vôd a genézu jeho vzniku zhodnotili D. Bodiš a S. Gazda † (GÚDŠ Bratislava).

Karotážne merania a ich vyhodnotenie vykonal GP, š. p., Spišská Nová Ves (S. Sovíček, Š. Lajčák). Vrtné a čerpacie práce realizoval GP, š. p., Spišská Nová Ves, závod Nová Baňa. Hydrodynamické skúšky na vrtoch FGKr-1 a FGO-1 vykonal MND Hodonín, k. p., závod Gbely (S. Šteflík, I. Losík). Vrt FGK-1 odvŕtal, karotážne merania a hydrodynamické skúšky vykonal VIKUV Budapešť. Odbery a chemické analýzy vôd vykonávali laboranti, hlavne K. Lopašovský, H. Jirásková a D. Kyselová, technické práce sledoval a prvotnú dokumentáciu spracovával technik Ľ. Mateovič (pracovníci GÚDŠ Bratislava).

Tab. 1 Harmonogram technických prác

| Vrt<br>Hĺbka<br>m | Vrtné práce<br>od — do | Vystrojenie vrtu<br>od — do | Oživovanie prítoku<br>od — do | Čerpacie skúšky<br>od — do |
|---|---|---|---|---|
| FGŠ-1<br>Štúrovo<br>210,5 | 1. 12. 1972<br>7. 4. 1973 | 8. 4. 1973<br>6. 6. 1974 | — | 28. 1. 1975<br>30. 5. 1975 |
| FGKr-1<br>Kravany<br>1021,0 | 12. 5. 1975<br>24. 2. 1977 | 25. 2. 1977<br>27. 3. 1977 | — | 28. 9. 1977<br>23. 12. 1977 |
| FGO-1<br>Obid<br>1000,0 | 22. 6. 1973<br>28. 10. 1977 | 29. 10. 1977<br>15. 11. 1977 | 16. 11. 1977<br>2. 8. 1979 | 8. 9. 1979<br>9. 9. 1979 |
| FGK-1<br>Komárno<br>1968,0 | 6. 10. 1974<br>11. 11. 1975 | 18. 11. 1975<br>25. 11. 1975 | 26. 11. 1975<br>13. 7. 1976 | 13. 7. 1976<br>30. 7. 1976 |
| Vrt VŠE<br>Virt<br>280,0 | — | — | — | 6. 2. 1979<br>19. 4. 1979 |

## Historický prehľad

Práce spojené s vyhľadávaním alebo opisom geotermálnych vôd mali iba lokálny charakter (oblasť Patiniec, Virtu, Štúrova a Komárna) a sledovali väčšinou iba cieľ získať geotermálnu vodu pre využívanie.

Prvýkrát sa o geotermálnej vode v Štúrove zmieňuje O. Hynie (1933), ktorý opisuje vrt Artézia (1931—1932) pre vtedajšie štátne domy na námestí sv. Imricha. Prvý horizont geotermálnej vody s teplotou 22 °C a s výdatnosťou 0,25 l/s pri voľnom prelive bol získaný v hĺbke 102—103 m a druhý v hĺbke 116,0—117,5 m, s teplotou vody 37 °C a s výdatnosťou pri voľnom prelive 1,5 l/s. O. Hynie uvádza, že voda pochádza zo zlomu smerujúceho z Ostrihomu cez Štúrovo do údolia Hronu, v ktorom je navŕtaná aj voda s teplotou 22 °C v Ostrihome. Ku geotermálnej vode v Štúrove sa O. Hynie vracia i neskôr, a to v „Hydrogeologii ČSSR II" (1963).

Výskyt geotermálnych vôd v oblasti medzi Štúrovom a Komárnom (vrt v Štúrove, prameň v Ostrihome, Obide a v Patinciach) vo vzťahu k tektonike územia opisuje L. ČEPEK (1938). Ďalej uvádza, že vrt Štúrovo s výdatnosťou 11.$s^{-1}$ a s teplotou vody 37 °C a prameň v Ostrihome ležia na tej istej tektonickej línii, ktorá je najvýznačnejšia a dá sa sledovať až do Budapešti, kde sa nachádza celý rad výdatných prameňov. Prvé neúplné chemické analýzy z vrtu „1949" s teplotou vody 38 °C z r. 1949 a z vrtu „Artézsky vrt" s teplotou vody 37,6 °C z r. 1938 uvádza J. HENZEL et al. (1951). Oba uvedené vrty opisuje aj M. MAHEĽ (1952), ktorý na základe teploty vody (41 °C), hĺbky (93 m), chemického zloženia vody (vysoký obsah $Ca^{2+}$ a $HCO_3^-$) a množstva zlomov v tejto oblasti poukazuje na pôvod vody v podloží terciéru — v triasových vápencoch.

R. KVĚT (1960) prináša údaje o geotermálnych vodách v Obide (artézska studňa s teplotou vody 22,5 °C a výver do betónového jazierka s teplotou vody 22 °C) a v okolí Marcelovej (Patinská pustatina — vývery termy s teplotou 27 °C v jazierku s priemerom asi 10 m). O geotermálnych vodách v Obide, zistených vrtmi O-1 (výdatnosť 331.$s^{-1}$, teplota vody 22 °C) a O-2 (výdatnosť 9,61.$s^{-1}$) v súvislosti s geologickým prieskumom uhoľného ložiska, sa zmieňuje M. LUKAJ—M. RAČICKÝ (in M. BRODŇAN—M. NEMSILOVÁ, 1960).

V rámci inžiniersko-geologického a hydrogeologického prieskumu sústavy vodného diela Nagymaros (L. JAKUBEC—A. PORUBSKÝ, 1963) bola vrtom SB-1 v Patinciach zistená vedľa uvedeného jazierka geotermálna voda s teplotou 26,5 °C s výdatnosťou 29,11.$s^{-1}$ (A. PORUBSKÝ, 1960). Neskôr bola táto istá voda (výdatnosť 801.$s^{-1}$) zachytená vrtom SB-2 (Z. HOLÉCZYOVÁ, 1972), lokalizovaným cca 10 m od vrtu SB-1 a vrtom SB-3 (S. HROUZEK, 1982) ako náhradným zdrojom. Prakticky rovnaké vody boli zistené aj vrtom HVB-1 (Z. HOLÉCZYOVÁ, 1974) a vrtmi VŠE a JRD vo Virte. Žriedlový areál Patince—Virt hodnotia a rajonizačne ho začleňujú do komplexu Podunajskej nížiny Z. HOLÉCZYOVÁ—A. PORUBSKÝ (1974).

V okrajových častiach komárňanskej kryhy boli geotermálne vody zistené vrtom M-1 (výdatnosť 121.$s^{-1}$, teplota 54 °C — I. PAGÁČ, 1968) a M-3 (výdatnosť 5,31.$s^{-1}$, teplota 49 °C — O. FRANKO—M. RAČICKÝ, 1979) v Komárne a vrtom Modrany-1 (B. GAŽA, 1970).

Geotermálne vody medzi Štúrovom a Komárnom hodnotia a spomínajú vo svojich prácach aj O. FRANKO (in J. SENEŠ, 1962), P. TKÁČIK (1964), O. FRANKO—Ľ. ZBOŘIL (1972), P. TKÁČIK et al. (1974) a P. KRAHULEC et al. (1977). Práca O. FRANKA—Ľ. ZBOŘILA (1972), v ktorej boli zhodnotené a hydrogeotermálne interpretované všetky údaje a výsledky o geotermálnych vodách do r. 1972, tvorila východiskový materiál pre geotermálny výskum komárňanskej kryhy.

Práce O. FRANKA (1975, 1977), O. FRANKA et al. (1976), Ľ. ZBOŘILA—O. FRANKA —J. PLANČÁRA (1977), A. REMŠÍKA (1979) prinášajú už niektoré nové výsledky a poznatky z výskumu. Geologické vyhodnotenie a kompletnú dokumentáciu výskumných geotermálnych vrtov obsahujú práce A. REMŠÍKA—O. FRANKA (1978), A. REMŠÍKA et al. (1979), A. REMŠÍKA et al. (1980), O. FRANKA—A. REMŠÍKA (1981) a A. REMŠÍKA— O. FRANKA et al. (1991), pričom predposledná z nich poukazuje na značný význam vôd z vrtu FGŠ-1 v Štúrove ako zdroja geotermálnej energie a posledná na reprezentatívnu sukcesiu litostratigrafických jednotiek (jura — spodná krieda) v Maďarskom stredohorí. Po ukončení regionálneho hydrogeotermálneho výskumu (r. 1979) bola komárňanská kryha komplexne vyhodnotená (A. REMŠÍK—O. FRANKO et al., 1979). Autori tu vyčlenili štruktúry geotermálnych vôd, podali priestorový obraz o teplotnom poli, rozložení a chemizme vôd, hydraulických parametroch hornín a zhodnotili prognózny tepelno-energetický potenciál.

Neskoršie práce z komárňanskej kryhy sa nesú vo svetle nových poznatkov. Na hydrogeotermálny význam tektonickej mapy predkriedového podložia poukazuje práca O. FRANKA et al. (1984). Výraznú zápornú geotermickú anomáliu v tejto štruktúre (vrt FGKr-1 — v hĺbke 1011 m, teplota 21 °C) opisujú a príčinu jej vzniku vysvetľujú O. FRANKO—A. REMŠÍK (1989). Z regionálno-hydrogeotermálneho hľadiska je komárňanská kryha, respektíve jej geotermálne vody, hodnotená v práci A. REMŠÍKA (1987) a A. REMŠÍKA et al. (1989, 1990).

## Orografické a klimatické pomery

Komárňanská kryha sa nachádza v juhovýchodnej časti Podunajskej roviny a pahorkatiny, zhruba medzi Komárnom a Štúrovom. Územie predstavuje väčšinou rovinu a je len nevýrazne morfologicky členené, miestami je zamokrené. Vo vývoji reliéfu sa uplatnila erózna a akumulačná činnosť riek, hlavne Dunaja a Hrona. Nadmorská výška terénu sa pohybuje v rozmedzí od 105 do 125 m n. m.

Z južnej strany je územie lemované pohoriami Maďarského stredohoria (Gerecse, Pilis), pričom prirodzenú južnú hranicu tvorí rieka Dunaj. Severnú hranicu tvorí línia z.-v. smeru, ktorá prechádza cez Hurbanovo a Kamenný Most.

Klimaticky patrí územie medzi najteplejšie u nás a podľa Atlasu podnebia ČSSR (1958) je zaradené do oblasti teplej, suchej, s priemernou zimou a s dlhším slnečným svitom. V lete prevládajú severozápadné a severné vetry, ktoré najčastejšie prinášajú vlahu. V zime prevládajú juhozápadné a juhovýchodné vetry, ktoré zmierňujú vnútrozemskú klímu. Mapa priemerných ročných teplôt vzduchu za roky 1931—1960 ukazuje, že územím prebieha izoterma s priemernou ročnou teplotou vzduchu 10 °C. Klimatické údaje uvedené v tab. 2 ukazujú, že priemerná ročná teplota vzduchu medzi Komárnom a Štúrovom sa pohybuje v rozmedzí 9,9—10,4 °C, priemerný ročný úhrn zrážok v rozmedzí 529—566 m.

Hlavným povrchovým tokom je rieka Dunaj, ktorá z ľavej strany priberá Vážsky Dunaj, rameno Žitavy (Stará Žitava) a Hron.

## Geologická charakteristika územia

Komárňanská kryha sa rozkladá j. od hurbanovského zlomu a predstavuje poklesnuté, morfologicky členité formácie Maďarského stredohoria (pohorí Gerecse, Pilis), ktoré sú budované nemetamorfovanými sedimentmi paleozoika a mezozoika (obr. 1), v nadloží ktorých ležia paleogénne sedimenty budínskeho vývoja, respektíve neogénne sedimenty. Poznatky o geologických pomeroch, ktoré zhodnotil A. BIELY et al. in A. REMŠÍK—O. FRANKO et al. (1979), respektíve A. BIELY et al. in A. REMŠÍK—O. FRANKO et al. (1991), pochádzajú len z hlbokých vrtov (A. BIELA, 1978).

Staršie paleozoikum zastupujú hnedasté a načervenalé hľuznaté vápence a čierne lydity (devón), ktoré boli prevŕtané v hĺbke 1608—1762 m vrtom ZH-1 v oblasti Zeleného Hája. Mladopaleozoické červené arkózové pieskovce, navŕtané v hĺbke 2455—2630 m vrtom M-2 Modrany, patria permu. Pod nimi sa vyskytujú zelenosivé ílovce a tmavosivé droby, ktoré B. GAŽA—M. BEINHAUEROVÁ (1977) označili za karbón. Plošné rozšírenie paleozoických sedimentov sa predpokladá v severozápadnej časti územia (obr. 1).

Tab. 2 Klimatické údaje

| Mesiac | Lokalita | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. | XI. | XII. | Ročný priemer |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Priemerná mesačná a ročná teplota vzduchu v °C (1931—1960) | Komárno | −1,9 | −0,2 | 4,6 | 10,5 | 15,4 | 18,6 | 20,6 | 19,9 | 16,1 | 10,2 | 5,0 | 0,7 | 9,9 |
| | Štúrovo | −1,8 | 0,3 | 5,3 | 11,0 | 15,8 | 18,9 | 21,0 | 20,3 | 16,6 | 10,8 | 5,5 | 0,8 | 10,4 |
| Priemerné mesačné a ročné úhrny zrážok v mm (1931—1960) | Komárno | 32 | 36 | 35 | 38 | 60 | 65 | 59 | 50 | 33 | 49 | 55 | 44 | 556 |
| | Iža | 30 | 35 | 31 | 34 | 57 | 62 | 53 | 51 | 36 | 48 | 50 | 42 | 529 |
| | Kravany n/D | 33 | 37 | 32 | 35 | 60 | 71 | 56 | 53 | 33 | 52 | 54 | 41 | 557 |
| | Mužla | 35 | 36 | 33 | 37 | 59 | 72 | 61 | 52 | 36 | 51 | 522 | 41 | 565 |
| | Štúrovo | 31 | 33 | 32 | 37 | 60 | 69 | 64 | 57 | 38 | 50 | 54 | 41 | 566 |

Mezozoické súvrstvia, vzhľadom na tektonickú exponovanosť územia, boli zastihnuté v hĺbkach od 80 do 2200 m. Komplexný obraz v jednom profile o litostratigrafických jednotkách vrchného triasu až spodnej kriedy, ako boli jednotlivo známe z rôznych oblastí územia, poskytol vrt FGKr-1 v Kravanoch n/D (A. REMŠÍK et al., 1979). Vrt zastihol súvrstvia kvartéru (0—9 m), paleogénu (9—326 m), spodnej kriedy (326—575 m), malmu (575—579 m), dogeru (579—583 m), liasu (583—629 m) a vrchného triasu (629—1021 m). Za najstaršie mezozoické súvrstvie sa považujú sivé dolomity (anis), zistené v hĺbke 1900—1970 m vrtom FGK-1 v Komárne (A. REMŠÍK—O. FRANKO, 1978), v ktorých v hĺbke 1900—1900,7 m bola zistená *Meandrospira dinarica*. V nadloží dolomitov v hĺbke 1696—1900 m boli prevŕtané sivé rohovcové dolomity a vápence, pravdepodobne spodného karnu. Časť tohto súvrstvia môže patriť ladinu, ktorý však nebol paleontologicky doložený. Hlavný dolomit (karn-nor) bol zistený vo vrtoch FGŠ-1 v Štúrove (126—210 m), FGKr-1 v Kravanoch n/D (990—1021 m) a hlavne vo vrte FGO-1 v Obide (A. REMŠÍK et al., 1980) v hĺbke 768—1000 m. Dachsteinské vápence a vápnité dolomity (nor-rét) vystupujúce v nadloží hlavného dolomitu boli v malých hrúbkach zistené v oblasti Štúrova a Obidu, vo vrte FGKr-1 (629—990 m) dosahujú hrúbku 361 m. Spomínané, hlavne vrchnotriasové dolomity a vápence vystupujú na povrch v Maďarsku v pohoriach Pilis a Gerecse. Jurské súvrstvia dosahujú pomerne malé hrúbky. Boli zistené západne od Obidu, pri Mužli a hlavne vrtom FGKr-1 v Kravanoch n/D v reprezentatívnom profile (575—629 m). Lias tu reprezentujú pseudobrekciovité, krinoidové a pseudohľuznaté vápence ružovkastej farby, sivozelenavé dolomity, červenohnedé hľuznaté vápence a svetlorúžové mikrozrnité vápence. Doger zastupujú sivé rohovcové vápence a svetlorúžové vápence a malm červenohnedé hľuznaté vápence, svetlorúžové a svetlosivé kalové vápence. Na svetlosivých kalových vápencoch (titón-berias) transgresívne ležia hnedorúžové brekcie a zlepence, striedajúce sa s polohami piesčito-vápnitých ílovcov (berias-valangin). V nadloží zlepencov vystupuje cca 250 m hrubé súvrstvie flyšového charakteru s charakteristickým červenohnedým sfarbením (valangin-barém). Kriedové súvrstvie (pieskovce, piesčité sliene) bolo zistené aj v oblasti Mužle a Čenkova.

Paleogénne súvrstvia sú zachované len vo východnej časti územia. Ide o sedimenty eocénu (ílovce a pieskovce, uhľonosné vrstvy, pestré vrstvy, organogénne vápence) a oligocénu (pestré uhľonosné súvrstvie, pieskovce, ílovce). V západnej časti územia vystupujú sedimenty neogénu (íly, pieskovce, zlepence).

Geologická stavba v juhovýchodnej časti podunajskej panvy je produktom dvoch časove a kvalitatívne odlišných tektonických procesov. Staršie, predpaleogénne, mali charakter nezvratný, vrásnivý a ich výsledkom je stavba terciérneho podložia (A. BIELY et al. in A. REMŠÍK—O. FRANKO et al., 1979). Mladšie procesy prebiehali hlavne v terciéri, mali charakter vertikálnych pohybov (t. j. zvratných) a ich výsledkom je bloková stavba terciéru, ale aj jeho podložia. Z nich najstaršie procesy vytvorili zlomy sz.—jv. smeru. Zlomy fungovali synsedimentárne a postsedimentárne, výšky skokov sa pohybujú od niekoľko desiatok metrov do 200 až 300 m. Vytvorili sústavu vysokých a poklesnutých krýh, identifikovateľných hlavne v južnej časti územia. Mladšie sú zlomy sv.-jz. smeru, ktoré sú synsedimentárne voči bádenu a sarmatu a dosahujú výšku skokov niekoľko stoviek metrov. Ide o systém komárňanských a kravanských zlomov, ktoré rozčlenili územie na systém stupňovite upadajúcich krýh na SZ. V panóne a pliocéne ožili a boli živé aj v kvartéri staré hlbinné zlomy v.-z. a sj. smeru. Patria k nim hurbanovský zlom a hronské zlomy.

## Hydrogeotermálne pomery

### Hydrogeologické štruktúry

Na základe údajov a poznatkov o geologickej stavbe, geotermických pomeroch a o fyzikálno-chemických vlastnostiach geotermálnych vôd bolo možné komárňanskú kryhu (obr. 1) rozčleniť na (A. REMŠÍK—O. FRANKO et al., 1979, O. FRANKO et al., 1984):

— komárňanskú vysokú kryhu,
— komárňanskú okrajovú kryhu.

Každá z nich tvorí samostatnú hydrogeologickú štruktúru geotermálnych vôd s odlišným hydrogeotermálnym režimom. Obidve kryhy sú zlomami rozčlenené na rad menších čiastkových vyzdvihnutých, respektíve poklesnutých krýh (obr. 1, 2, 3). Sú to (A. REMŠÍK—O. FRANKO et al., 1979, O. FRANKO et al., 1984):

— komárňanské poklesnuté kryhy (obr. 1),
— medzikryhy Iža—Marcelová—Modrany,
— kryhy Patince—Radvaň—Moča (v rámci nich je vyčlenená vysoká kryha Patince-Virt a močanská vysoká kryha),
— medzikryha Búč,
— medzikryhy Kravany—Čenkov (v rámci nich je vyčlenená kravanská vysoká a čenkovská poklesnutá kryha),
— poklesnutá kryha Gbelce,
— poklesnutá kryha Belá—Ľuba,
— mužlianska medzikryha,
— obidsko-štúrovské kryhy (v rámci nich sú vyčlenené obidské a štúrovské poklesnuté kryhy, obidská vysoká kryha a vysoká kryha Štúrovo—Nána),
— medzikryha Kamenica,
— poklesnutá kryha Leľa-Chľaba.

Geotermálne vody sú v komárňanskej vysokej i v okrajovej kryhe viazané na triasové dolomity a vápence (menej na jurské) kriedového, respektíve terciérneho podložia, ktoré sa generálne ponárajú smerom na S a vychádzajú na povrch v Maďarsku v pohoriach Pilis a Gerecse. Nadložné kriedové a terciérne súvrstvia tvoria v regionálnej miere nepriepustné nadložie štruktúr geotermálnych vôd. Priepustné sú len lokálne — cez zlomy, ako na to poukazuje M. BRODŇAN—M. NEMSILOVÁ (1960). V kriedových pieskovcoch bol vrtom FGKr-1 v Kravanoch zistený zvodnený horizont v hĺbke 365—374 m (výdatnosť 2,51 . $s^{-1}$, teplota vody 16 °C).

*Komárňanská vysoká kryha* (obr. 1) sa od Z na V rozprestiera zhruba medzi Ižou a Kamenicou n/H, na S medzi Marcelovou—Búčom—Mužlou a Leľou. Obmedzuje ju izobata 700—800 m kriedového, respektíve terciérneho karbonátového podložia, respektíve tektonické línie prebiehajúce v jej blízkosti. Na ňu sú viazané vody Ca—Mg —$HCO_3$ typu (v oblasti Štúrova je zvýšená zložka Ca—$SO_4$) s mineralizáciou okolo 0,7 g . $l^{-1}$ a s teplotou v rozmedzí 20—40 °C. Je to štruktúra s intenzívnou vodovýmenou, ktorá je silne ochladená, kde sa do hĺbky 600—800 m vyskytujú vody s teplotou 20—22 °C, do 1100—1300 m vody s teplotou 24,5—26,5 °C a do hĺbky 2500—3000 m vody s teplotou 40 °C (A. REMŠÍK—O. FRANKO et al., 1979, O. FRANKO et al., 1984, A. REMŠÍK, 1987 — obr. 2). Geotermický gradient tu má hodnotu 14,3 K . $km^{-1}$. Geotermálne vody v komárňanskej vysokej kryhe tvoria vcelku hydraulicky jednotnú nádrž (piezometrická výška ich hladín je 109,65—114,05 m n. m.), v ktorej sú včlenené teplotné, režimove i chemicky samostatné prúdy geotermálnych vôd, viazané na jej čiastkové kryhy. Najnižšiu piezometrickú výšku majú geotermálne vody v Štúrove (107,2 m n. m.). Vzájomná

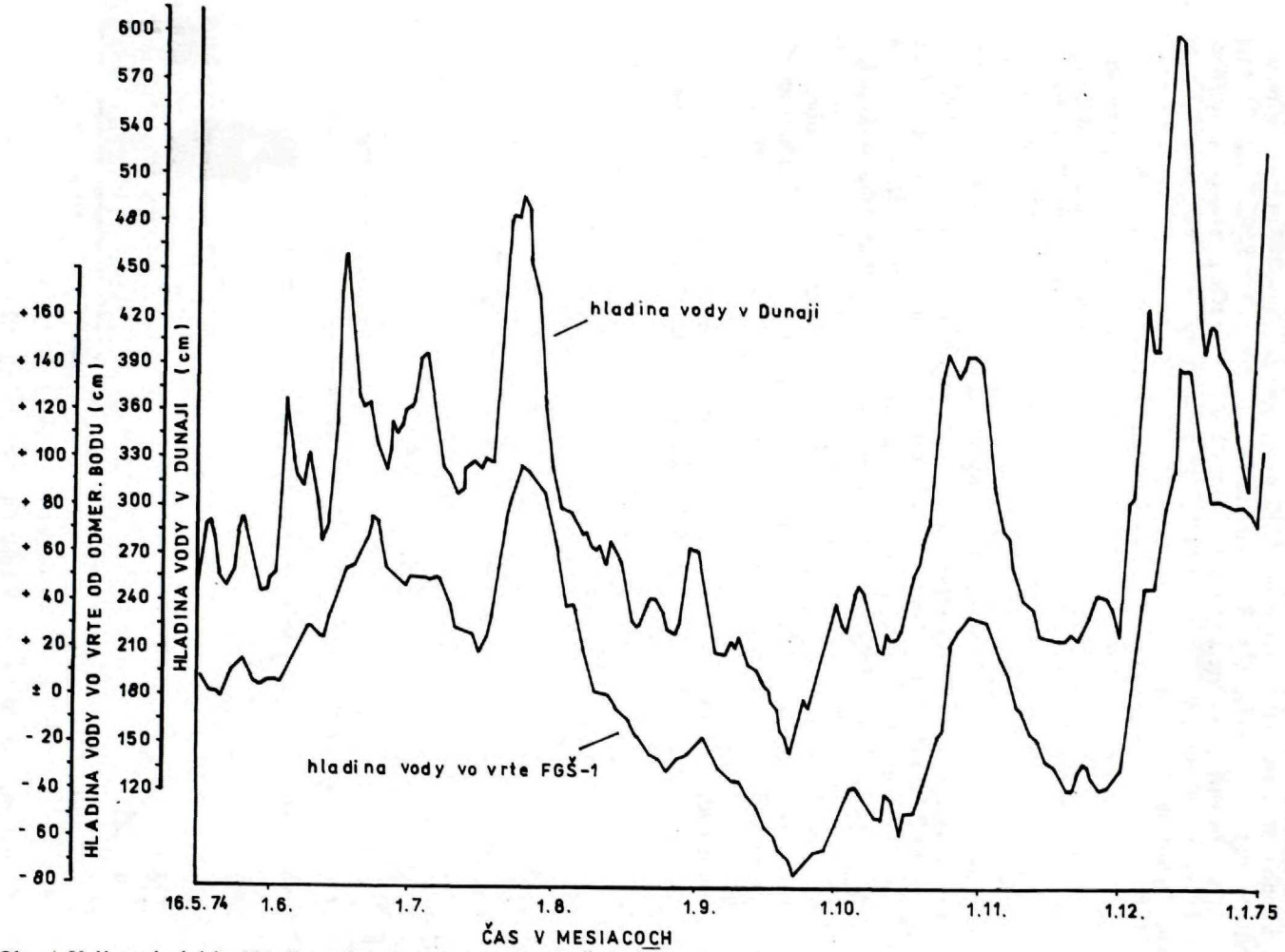
prepojenosť je daná porušenosťou triasových karbonátov — zlomami a systémami drobných a väčších puklín. V území sa nachádzajú tri vývierové oblasti (Patince—Virt, Obid, Štúrovo) a ich rozloženie sa viaže na najvyššie vyzdvihnuté elevácie terciérneho podložia, ktoré vystupujú v hĺbkach 77—343 m. Podľa geologickej stavby i smeru prúdenia krasových vôd z maďarských pohorí Pilis a Gerecse (mapy hydroizohýps z Maďarského stredohoria — napríklad L. ALFÖLDI, 1973) do územia komárňanskej vysokej kryhy možno usúdiť, že infiltračná oblasť geotermálnych vôd sa nachádza práve v týchto pohoriach. Režim krasových vôd v infiltračnej oblasti výrazne narušilo odvodňovanie baní v Tatabányi a v Dorogu, čo vyvoláva predpoklady o možnosti ovplyvnenia i režimu geotermálnych vôd. Komárňanská vysoká kryha je z hydraulického hľadiska artézskou štruktúrou (voľné prelivy na vrtoch), zo štruktúrneho hľadiska (O. FRANKO, 1975) ide o otvorenú hydrogeologickú štruktúru (má infiltračnú, akumulačnú i vývierovú oblasť).

*Komárňanská okrajová kryha* leží j. od hurbanovského zlomu a vystupuje po obvode komárňanskej vysokej kryhy — obkolesuje ju zo západnej, severnej a z východnej strany (obr. 1). Sú v nej akumulované geotermálne vody s teplotou nad 40 °C (42—68 °C), zmiešaného Na—Ca—Mg—$SO_4$ — Cl—$HCO_3$ typu s mineralizáciou 2,2—3,8 g . $l^{-1}$, respektíve prechodného Na—Ca—$HCO_3$—Cl typu s mineralizáciou cca 0,8 g . $l^{-1}$. Geotermický stupeň tu dosahuje 32,2 až 35,8 K . $km^{-1}$. Stále poklesávanie výdatnosti vrtov (i hodnôt statických tlakov) v čase poukazuje na žiadne, respektíve obmedzené doplňovanie štruktúry. Zo štruktúrneho hľadiska (O. FRANKO, 1975) komárňanská okrajová kryha tvorí pravdepodobne zatvorenú hydrogeologickú štruktúru (nemá vývierovú a infiltračnú oblasť, má len akumulačnú oblasť).

## Charakteristika geotermálnych vôd

Reprezentantom geotermálnych vôd komárňanskej vysokej kryhy sú lokality Štúrovo, Obid, Kravany n/D a Patince—Virt.

Geotermálne vody v Štúrove sú známe len z vrtov. Sú viazané na vysokú kryhu Štúrovo—Nána (obr. 2), kde boli zachytené predovšetkým vrtom FGŠ-1, a to na zlomovom rozhraní paleogénnych pieskovcov a triasových dolomitov v hĺbke 72—87 m s výdatnosťou 86 l . $s^{-1}$ a s teplotou 40 °C. Druhý prítok s rovnakou teplotou a výdatnosťou 51 . $s^{-1}$ je z hĺbky 126,5—128,0 m. Celkove z vrtu voľne vytekalo 91 l . $s^{-1}$ vody teplej 40 °C (O. FRANKO, 1975). V prirodzenom stave sú geotermálne vody drénované Dunajom, respektíve vyvierajú do neho alebo do jeho náplavov v podobe skrytých vývierov. Dôkazom toho je vzťah medzi hladinou vody Dunaja (103,6 m n. m.) a hladinou geotermálnej vody vo vrte FGŠ-1 (107,2 m n. m.) pri navŕtaní (obr. 4) a rozdiel výšok ich hladín. Závislosť medzi kolísaním týchto hladín (obr. 5) predstavuje nelineárnu pozitívnu koreláciu, t. j., že stúpanie hladiny vody v Dunaji spôsobuje stúpanie hladiny vody vo vrte FGŠ-1 (tým aj výdatnosti — vyšší hydrostatický tlak vody v Dunaji zatláča vývery geotermálnych vôd v jeho koryte) a naopak. Závislosť vyjadruje rovnica $Y = 0{,}00078599x^2 + 1{,}01872x - 219{,}486$. Index korelácie, charakterizujúci tesnosť závislosti, má hodnotu 0,805. Na základe uvedených vzťahov a závislostí bolo možné dešifrovať výskyt skrytých vývierov v Dunaji, čo dokazuje, že oblasť Štúrova, respektíve vysoká kryha Štúrovo—Nána, je tiež vývierovou oblasťou geotermálnych vôd (prirodzené prameny tu nie sú známe). Čerpacou skúškou (obr. 6) bolo maximálne overené množstvo vody 76,51 . $s^{-1}$ pri znížení hladiny vody vo vrte (220 cm) na kóte 103 m n. m. a pri

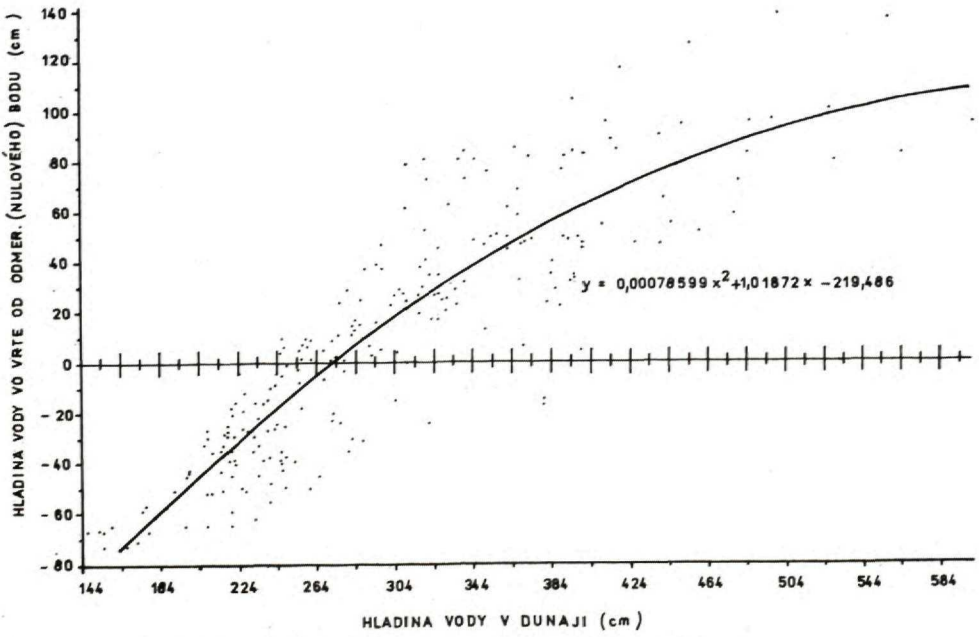



Obr. 4 Vzájomná závislosť hladín vody v Dunaji a vo vrte FGŠ-1 v Štúrove

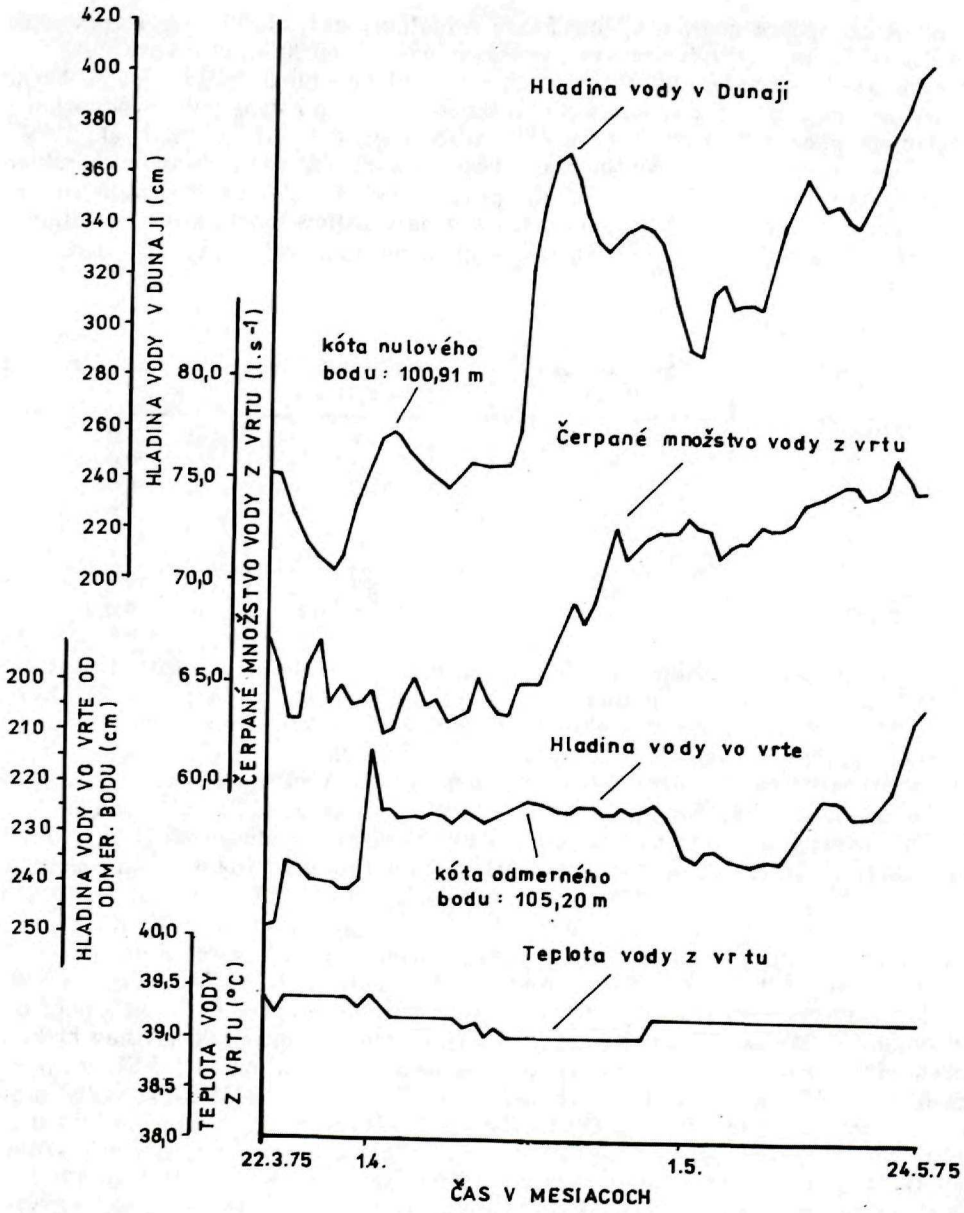
hladine Dunaja (380 cm) na kóte 104,71 m n. m. Podľa výsledkov čerpacej skúšky vykonanej pri stave hladiny Dunaja nižšej než je priemerný stav (105 m n. m. — denný priemer za r. 1969—1979) a krivky výdatnosti (obr. 7), zistenej pri kóte hladiny Dunaja 105,06 m (4,15 m), je možné z vrtu odoberať 70 l . s$^{-1}$ vody (O. FRANKO—A. REMŠÍK, 1981). Vo vzdialenosti 14 m od vrtu FGŠ-1 sú geotermálne vody zachytené aj vrtom VŠ-1, hlbokým 120 m (TUPÝ, 1989).

V Obide sú geotermálne vody známe z prirodzených vývervov a vrtov. Sú viazané na obidskú vysokú i poklesnutú kryhu (obr. 2). V obidskej vysokej kryhe, kde triasové karbonáty boli zastihnuté v hĺbke 343 m, boli vrtom O-1 zistené geotermálne vody v množstve 33 l . s$^{-1}$ s teplotou 22 °C. Tie isté vody boli zistené aj v obidskej poklesnutej kryhe vrtom FGO-1, hlbokým 1000 m (A. REMŠÍK et al., 1980), kde triasové dolomity boli navŕtané v hĺbke 691 m. Z vrtu hĺbkového intervalu 828—864 m vytekalo 5,8 l . s$^{-1}$ vody teplej 22 °C. Po ukončení vŕtania (od hĺbky 864 m do 1000 m bol použitý bentonitový výplach) voda z vrtu nevystupovala — jeho výdatnosť sa podarilo obnoviť iba v množstve 2,3 l . s$^{-1}$. Prítoky z triasových dolomitov (hlavný dolomit) boli rozložené v hĺbkach 850—885 m, 890—900 m, 910—915 m. Teplota vody na ústí bola v priemere 21,5 °C, statický tlak bol 10 kPa. Režimové pozorovanie (cca 1,5 roka) týchto vôd poukázalo na hydraulickú spojitosť geotermálnych vôd s vodami v Dunaji (závislosť výdatnosti vrtu na úrovni hladiny vody Dunaja), obr. 8. Znamená to, že tieto vody, podobne ako v Štúrove, vystupujú do Dunaja, respektíve do jeho náplavov a ten, vzhľadom na ich vyššiu piezometrickú výšku hladiny (109,65 m n. m.) ako je hladina vody v Dunaji (102,0 —106,6 m n. m.), ich drénuje.

V oblasti Kravan n/D boli geotermálne vody zistené len vrtom FGKr-1 hlbokým 1021 m (A. REMŠÍK et al. 1979), a to v kravianskej vysokej kryhe (obr. 2), kde boli




Obr. 5 Korelačný vzťah hladín vody v Dunaji a vo vrte FGŠ-1 v Štúrove




Obr. 6 Priebeh čerpacej skúšky na vrte FGŠ-1 v Štúrove

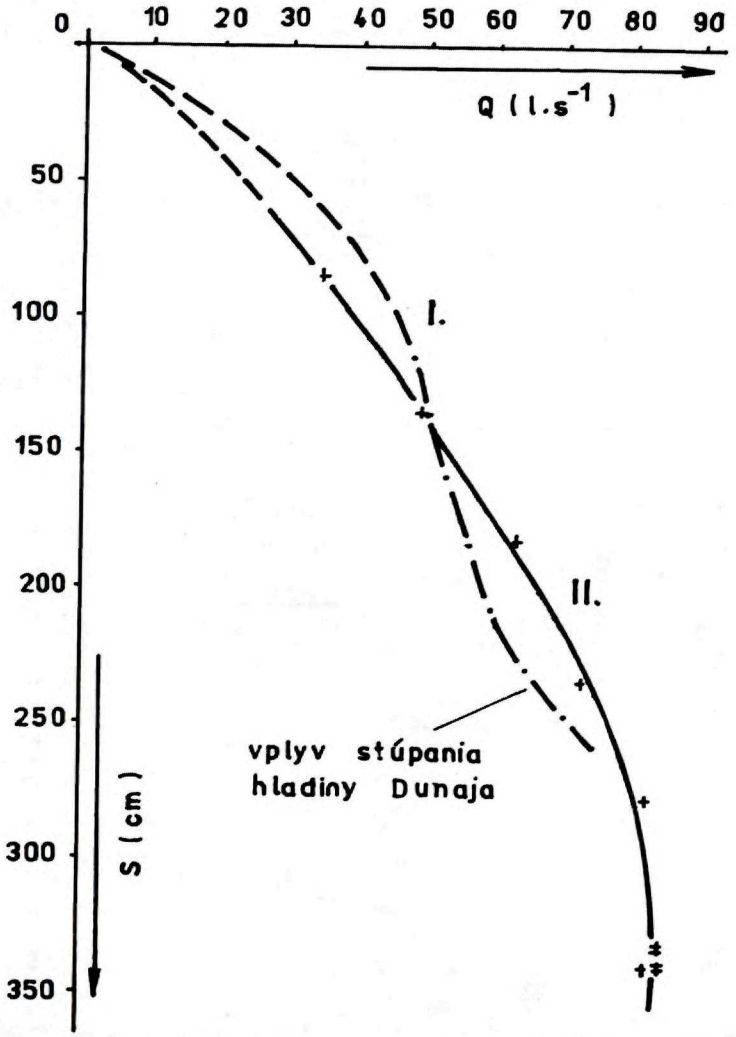
mezozoické vápence navŕtané v hĺbke 575 m. Výdatnosť vrtu bola 13 l . $s^{-1}$, statický tlak na ústí 60 kPa, teplota vody v miestach prítokov i na povrchu 20 °C. Prítokové úseky vôd sa nachádzajú v dachsteinských vápencoch a dolomitoch v hĺbkach 717—732 m, 906 m a 916—917 m. V priebehu vŕtania bol karotážnym meraním zistený pohyb vody v horizontálnom smere v hĺbkach 819,2 a 831,8 m (Š. Lajčák in A. Remšík et al., 1979). Výdatnosť vrtu FGKr-1 v priebehu cca jedného roka mala neustále zostupný charakter — z 13,1 na 6,9 l . $s^{-1}$ (tab. 3). Kontinuálny priebeh poklesu výdatnosti počas cca trojmesačnej čerpacej skúšky znázorňuje obr. 9. Ustálená výdatnosť podľa krivky výdatnosti (obr. 10) predstavuje 5—6 l . $s^{-1}$ (množstvo doplňované z infiltračnej oblasti — dynamická zložka).

Tab. 3 Údaje o výdatnosti vrtu FGKr-1

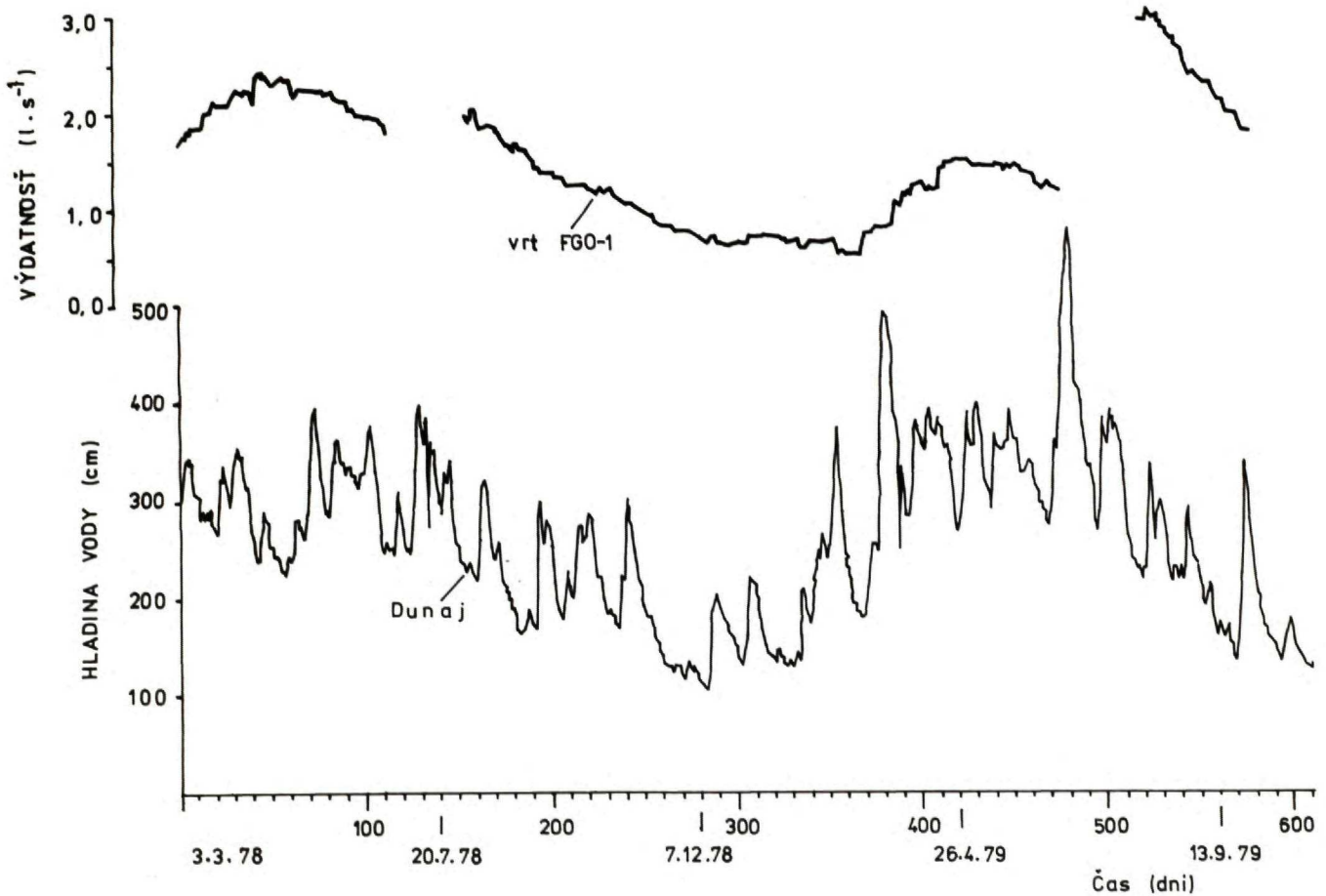
| Dátum | Statický tlak (kPa) | Výdatnosť (l . $s^{-1}$) | Teplota vody (°C) |
|---|---|---|---|
| 9. 3. 1977 | 60 | 13,0 | 20,0 |
| 9. 6. 1977 | 60 | 12,3 | 20,0 |
| 25. 7. 1977 | 60 | 11,9 | 20,0 |
| 29. 9. 1977 | — | 9,6 | 19,6 |
| 10. 10. 1977 | 50 | 9,6 | 19,6 |
| 12. 11. 1977 | — | 8,9 | 19,7 |
| 20. 12. 1977 | 45 | 8,1 | 19,6 |
| 2. 1978 | — | 6,9 | 19,6 |

Geotermálne vody v Patinciach a Virte sú známe z prirodzených prameňov i vrtov. Sú viazané na čiastkovú vyzdvihnutú kryhu — vysokú kryhu Patince—Virt (obr. 2). Mezozoické dolomity a vápence v podloží neogénu boli zastihnuté vrtmi v hĺbkach 129 až 155 m. Geotermálne vody s teplotou 24,5—27,0 °C boli v ich vrcholových partiách zachytené vrtmi na zlomoch, respektíve v ich blízkosti v hĺbkach od 129 do 263 m. V Patinciach to bol vrt SB-1 (A. Porubský, 1960) — výdatnosť 29 l . $s^{-1}$, teplota vody 26,5 °C, statický tlak na ústí vrtu 274,6 kPa a vedľa neho vo vzdialenosti 10 m vrt SB-2 (Z. Holéczyová, 1972) — výdatnosť 80 l . $s^{-1}$ (odporučená výdatnosť pre odber je 40—45 l . $s^{-1}$) a teplota vody 27 °C. Vo Virte to boli 3 vrty (HVB-1, vrt JRD a vrt VŠE) s ustálenými výdatnosťami od 0,5 do 6,6 l . $s^{-1}$ a s teplotami vôd od 24,5 do 26,0 °C. Skoro rovnaké piezometrické výšky hladiny geotermálnych vôd v Patinciach (SB-1 — 113,97 m n. m., SB-2 — 113,74 m n. m.) a vo Virte (HVB-1 — 113,75 m n. m. vrt VŠE — 114,05 m n. m.) ukazujú, že ide o hydraulicky jednotný rezervoár vôd s napätou hladinou (A. Remšík—O. Franko et al., 1979). Rozdielne teploty vôd súvisia s hĺbkou obehových ciest. Trojtýždňovou čerpacou skúškou vo Virte na vrte VŠE (čerpané množstvo — 17,1, neskôr 18,1 l . $s^{-1}$) bolo zistené ovplyvnenie vrtu HVB-1 vo vzdialenosti 71 m; nebol ovplyvnený vrt JRD vo vzdialenosti 371 m, ani vrty SB-1 a SB-2 v Patinciach vo vzdialenosti 500—600 m (obr. 11). Čiara čerpacej, respektíve stúpacej skúšky z vrtu VŠE ukazuje prítomnosť okrajovej podmienky typu H = konšt. (obr. 12, 13), ktorú môže tvoriť z hydrogeologického hľadiska zvodnené zlomové pásmo alebo z fyzikálneho hľadiska Žitava, ak do nej ústia vývery geotermálnych vôd. Pre čas ustálenia hladiny vody 300—360 s vzdialenosť okrajovej podmienky (a) od vrtu zodpovedá podľa vzťahu $S = 0{,}56\,\gamma \,.\, Tp \,.\, t/\mu \,.\, a^2$ (pozri zoznam použitých symbolov; hodnoty parametrov — obr. 12, 13) 30—40 m, čo je práve vzdialenosť Žitavy od vrtu VŠE. Rýchle ustaľovanie hladiny pri čerpacej alebo stúpacej skúške (niekoľko minút) poukazuje na otvorenosť štruktúry.

Typickým reprezentantom komárňanskej okrajovej kryhy (obr. 1) sú geotermálne vody v oblasti Komárna, ktoré boli zistené iba vrtmi, a to vrtom M-1 (I. PAGÁČ—D. ČERMÁK, 1967) v hĺbkovom intervale 1140—1221 m (výdatnosť — 171. $s^{-1}$, teplota vody — 54,5 °C, statický tlak — 392,3 kPa), M-3 (O. FRANKO—M. RAČICKÝ, 1979) v hĺbkovom intervale 1139—1184 m (výdatnosť — 5,31. $s^{-1}$, teplota vody — 49 °C, statický tlak 84,3 kPa) a FGK-1 (A. REMŠÍK—O. FRANKO, 1978) v hĺbkovom intervale 1696—1964 m



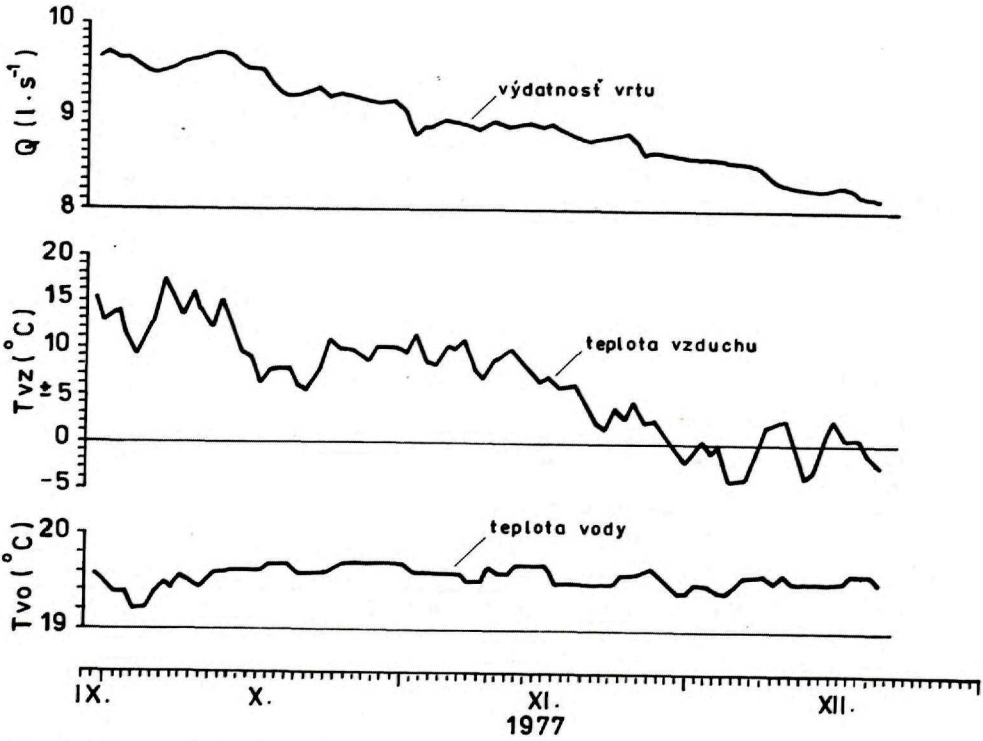

Obr. 7 Krivky výdatnosti vrtu FGŠ-1 v Štúrove (pri nízkom a vysokom stave hladiny Dunaja)
Krivka I. — hladina Dunaja takmer ustálená, jej stav v období 27. 2. 1975—6. 3. 1975 sa pohyboval v rozmedzí 175—180 cm
Krivka II. — hladina Dunaja má stúpajúcu tendenciu, stav dňa 25. 5. 1975 bol 413—419 cm (Q — čerpané množstvo vody z vrtu, s — zníženie hladiny vody vo vrte)



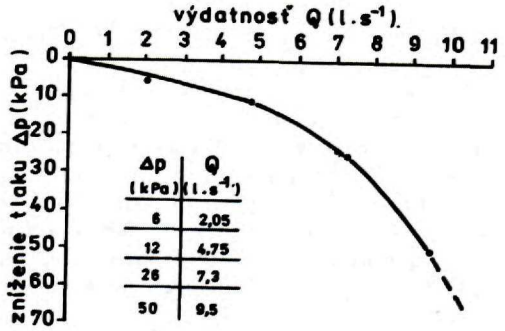

Obr. 8 Vzájomný vzťah medzi hladinou vody v Dunaji a výdatnosťou vrtu FGO-1 v Obide

(výdatnosť — 3,3 l . s$^{-1}$, teplota vody — 64 °C, statický tlak — 180,4 kPa). Mezozoické podložie vrty zachytili v hĺbkach 1139 až 1696 m. Charakteristickým znakom výdatnosti vrtov (i hodnôt statických tlakov) je ich neustály pokles v čase. Na vrte M-1 za 8,5 roka poklesla výdatnosť zo 17,2 l . s$^{-1}$ na 1,6 l . s$^{-1}$ (tab. 4). Podobná situácia je aj v Komárome (Maďarsko). Geotermálne vody boli zistené aj v oblasti Modran vrtom Modrany-1 (B. GAŽA, 1970) v jurských vápencoch v hĺbke 2192—2294 m (hladina vody v hĺbke 525 m).

Údaje o vrtoch a geotermálnych vodách komárňanskej vysokej i okrajovej kryhy sú prehľadne uvedené v tab. 5.




Obr. 9 Dlhodobá čerpacia skúška na vrte FGKr-1 (29. 9.—20. 12. 1977)




Obr. 10 Krivka výdatnosti vrtu FGKr-1

Hydraulické vlastnosti karbonátov odrážajú základné hydraulické parametre, pričom ich hodnoty sa nevzťahujú na celý komplex karbonátov, ale iba na ich porušené zóny (sieť puklín, zlomy), v ktorých prúdi voda. Hydraulické parametre boli počítané z čiar stúpacích alebo čerpacích skúšok (napríklad obr. 12, 13, 14) a charakterizujú triasové karbonáty ležiace v hĺbkach od 80 do 1700 m prevažne do hĺbky ich vlastného komplexu cca 100 m, menej do 400 m. V tomto komplexe v prípade vápencov možno pozorovať výskyt menšieho počtu prítokových úsekov (cca 3) s pomerne malou sumárnou produkčnou hrúbkou (11—20 m), u dolomitov naopak, väčší počet prítokových úsekov (3 a viac) a ich väčšiu celkovú produkčnú hrúbku (50—150 m).

V komárňanskej vysokej kryhe kolíše hodnota koeficienta absolútnej prietočnosti v rozmedzí $T_p = 1{,}92 . 10^{-11}$—$8{,}39 . 10^{-9}\ m^3$ (tab. 6). Najvyššie hodnoty koeficienta absolútnej prietočnosti (napríklad v mieste vrtu FGŠ-1 $T_p = 8{,}39 . 10^{-9}\ m^3$ — vysoká kryha Štúrovo—Nána), respektíve priepustnosti, ale aj výdatnosti alebo jednotkovej mernej výdatnosti (napr. z vrtu SB-2 je $q_m = 7{,}1\ l . s^{-1} . m^{-1}$ — tab. 6), boli zistené na otvorených zlomoch v najvyššie vyzdvihnutých čiastkových kryhách. Porušené pásmo v blízkosti zlomu, kde bol situovaný vrt HVB-1 (vysoká kryha Patince—Virt) už charakterizujú nižšie hodnoty koeficienta absolútnej prietočnosti — $T_p = 1{,}18$—$3{,}06 . 10^{-10}\ m^3$ (priemerná hodnota — $2{,}56 . 10^{-10}\ m^3$). Koeficient storativity má hodnotu $S = 2{,}62$—$3{,}76 . 10^{-5}$ (priemerná hodnota $3{,}15 . 10^{-5}$), koeficient priepustnosti $k_p = 5{,}91 . 10^{-12}$—$1{,}53 . 10^{-11}\ m^2$ (priemerná hodnota $1{,}28 . 10^{-11}\ m^2$) a koeficient filtrácie $k_f = 6{,}39 . 10^{-5}$—$1{,}65 . 10^{-4}\ m . s^{-1}$ (priemerná hodnota — $1{,}38 . 10^{-4}\ m . s^{-1}$). Rádove nižšie hodnoty parametrov boli zistené v triasových vápencoch a dolomitoch, v ktorých geotermálne vody neboli zachytené na zlomoch, ale v systéme bežných alebo drobných puklín (vrt VŠE, FGKr-1 — tab. 6). S hodnotami hydraulických parametrov triasových karbonátov úzko súvisí aj stupeň ich zvodnenia, ktorý je kvantitatívne vyjadrený pomocou koeficienta prietočnosti T ($m^2 . s^{-1}$), respektíve jednotkovej mernej výdatnosti $q_m$ ($l . s^{-1} . m^{-1}$). Kolektory s najvyššou priepustnosťou vykazujú najvyšší stupeň zvodnenia, s poklesom ich hodnôt klesá aj stupeň zvodnenia (tab. 6). Triasové karbonáty komárňanskej vysokej kryhy charakterizuje veľmi vysoký ($T > 1 . 10^{-1}\ m^2 . s^{-1}$, resp. $q_m > 10\ l . s^{-1} . m^{-1}$ — oblasť Štúrova), vysoký ($T = 1 . 10^{-3}$—$1 . 10^{-2}\ m^2 . s^{-1}$; $q_m = 1$—$10\ l . s^{-1} . m^{-1}$ — oblasť Patince—Virt) a stredný ($T = 1 . 10^{-4}$—$1 . 10^{-3}\ m^2 . s^{-1}$; $q_m = 0{,}1$—$1{,}0\ l . s^{-1} . m^{-1}$ — oblasť Kravan) stupeň zvodnenia (tab. 6).

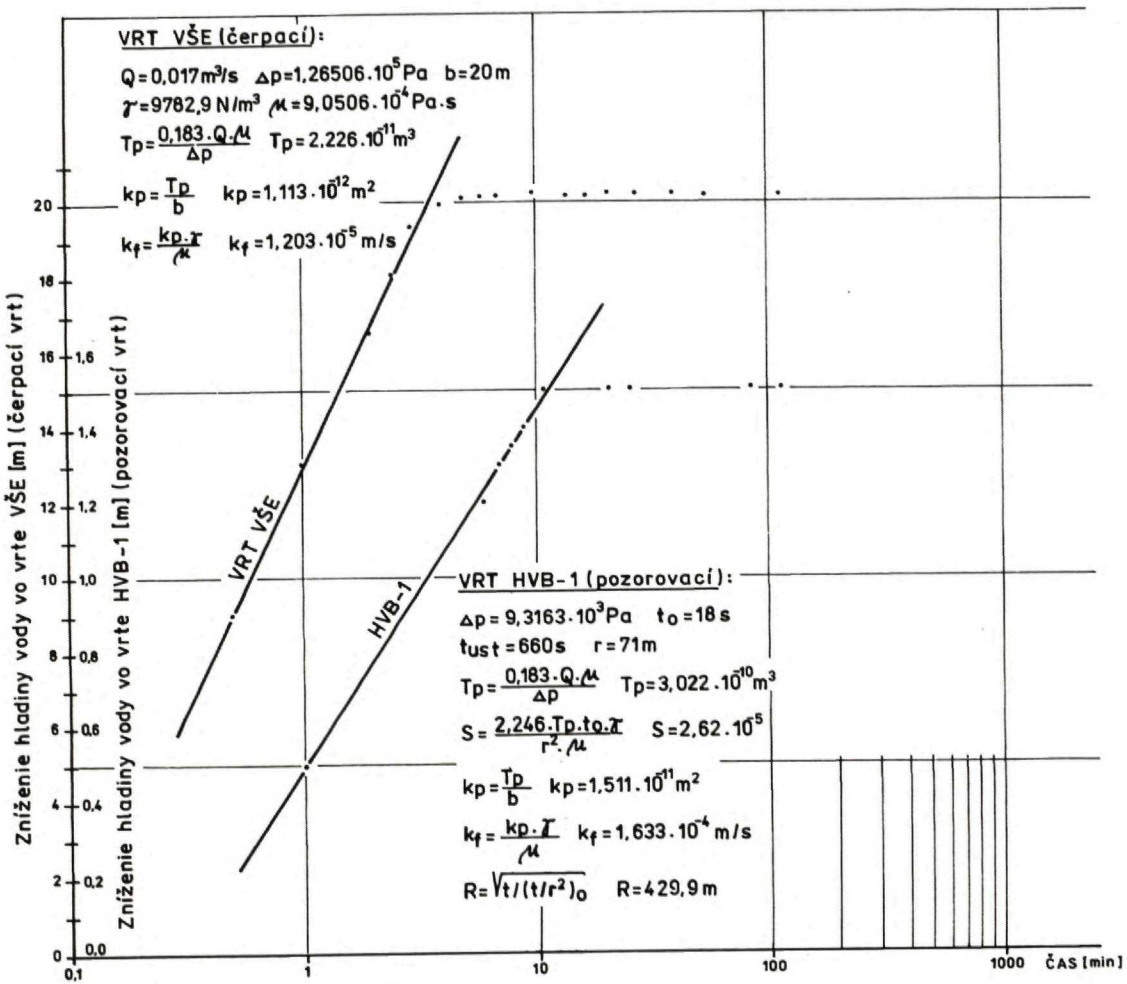
V komárňanskej okrajovej kryhe majú hydraulické parametre nižšie hodnoty (tab. 6). Koeficient absolútnej prietočnosti sa pohybuje v rozmedzí hodnôt $T_p = 1{,}90 . 10^{-12}$—$1{,}19 . 10^{-11}\ m^3$, koeficient priepustnosti od $1{,}66 . 10^{-14}$ do $1{,}08 . 10^{-12}\ m^2$. Výnimkou je koeficient storativity, ktorého hodnota $S = 2{,}47 . 10^{-4}$ je cca rádove vyššia od hodnoty tohto parametra vo vysokej kryhe; dobre korešpondujú aj hodnoty koeficienta filtrácie z vrtov M-3 a FGKr-1. Hydraulické parametre z vrtu FGK-1 majú najnižšie hodnoty, čo zreteľne dokazuje zníženie priepustnosti kolektorov v dôsledku ich hlbšieho uloženia (1689—1964 m). Kolektory komárňanskej okrajovej kryhy charakterizuje stredný ($T = 1 . 10^{-4}$—$1 . 10^{-3}\ m^2 . s^{-1}$) a nízky ($T < 1 . 10^{-4}\ m^2 . s^{-1}$) stupeň zvodnenia (tab. 6).

Hodnoty hydraulických parametrov mezozoických karbonátov komárňanskej kryhy pomerne dobre korelujú vo vzťahu k hĺbke. Vidno to na ich priepustnosti alebo absolútnej prietočnosti, ktorá smerom do hĺbky klesá (obr. 15).

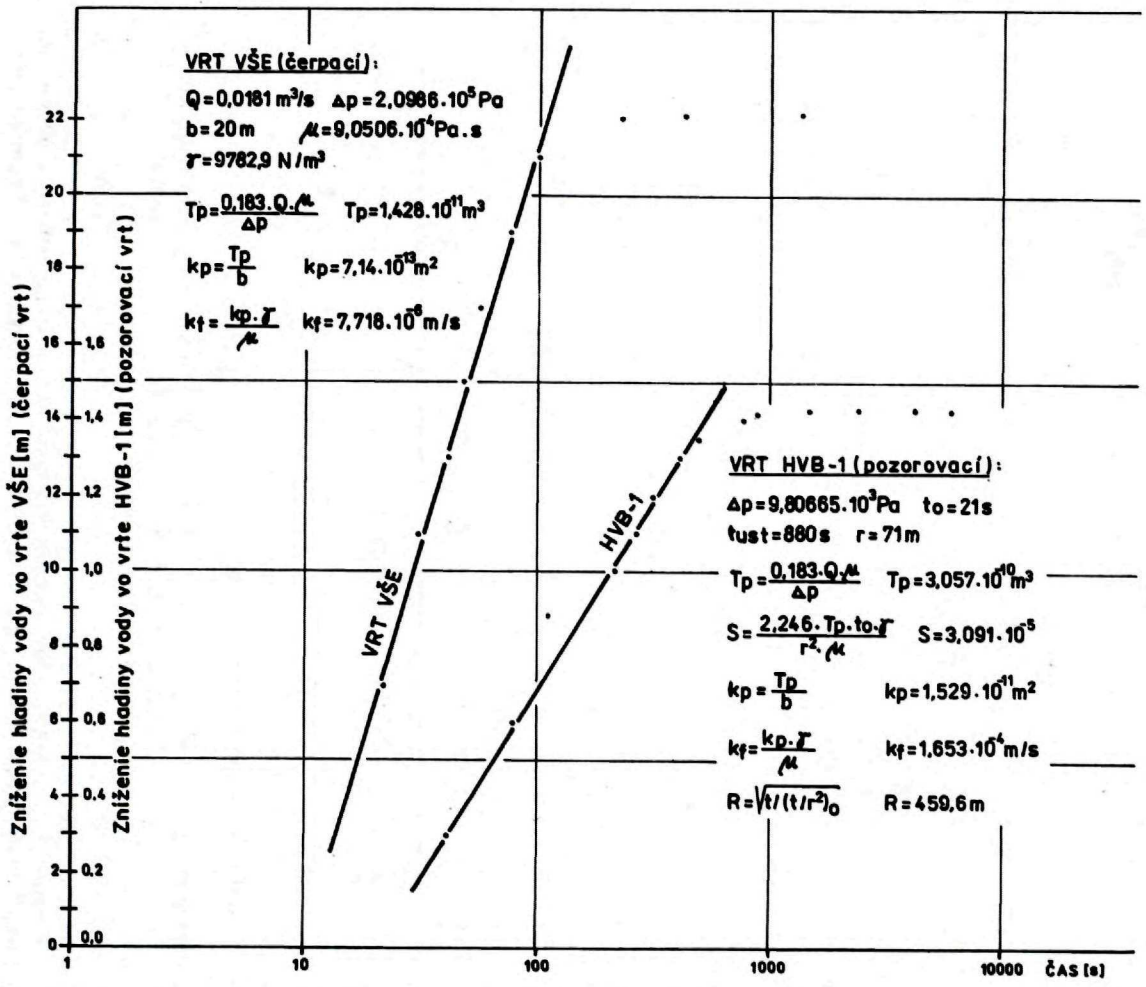
Tab. 6 Hydraulické parametre kolektorov a stupeň ich zvodnenia (A. REMŠÍK—O. FRANKO et al., 1979)

| Vrt Lokalita | Kolektory | Perforácia od—do a hrúbka produkč. úsekov (m) | Koeficient absolútnej prietočnosti $T_p$ ($m^3$) | Koeficient prietočnosti T ($m^2 . s^{-1}$) | Koeficient priepustnosti $k_p$ ($m^2$) | Koeficient filtrácie $k_f$ ($m . s^{-1}$) | Koeficient storativity S (—) | Jedn. mer. výdatnosť $q_m$ ($l . s^{-1} . m^{-1}$) | Stupeň zvodnenia |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Komárňanská vysoká kryha | | | | | | | | | |
| FGŠ-1 Štúrovo | triasové dolomity | 72—132 16 | $8{,}39 . 10^{-9}$ + | $1{,}25 . 10^{-1}$ + | | | | 27,0 | veľmi vysoký |
| SB-2 Patince | liasové a triasové vápence | 129—146 | | | | | | 7,1 | vysoký |
| Vrt JRD Virt | triasové a dolomitické vápence | | | | | | | 3,3 | vysoký |
| HVB-1 Virt | | 140—233 20 | $1{,}18$— $-3{,}06 . 10^{-10}$ | $1{,}28$— $-3{,}31 . 10^{-3}$ | $5{,}91 . 10^{-12}$— $-1{,}53 . 10^{-11}$ | $6{,}39 . 10^{-5}$— $-1{,}65 . 10^{-4}$ | $2{,}62$— $-3{,}76 . 10^{-5}$ | | vysoký |
| FGO-1 Obid | triasové dolomity | 799—1000 50 | | | | | | 2,8 | vysoký |
| FGKr-1 Kravany | triasové vápence | 717—1021 16 | $2{,}10 . 10^{-11}$ | $2{,}04 . 10^{-4}$ | $1{,}31 . 10^{-12}$ | $1{,}28 . 10^{-5}$ | | 1,9 | vysoký |
| Vrt VŠE Virt | triasové dolomitické vápence | 155—263 20 | $1{,}43$— $-2{,}23 . 10^{-11}$ | $1{,}54$— $-2{,}41 . 10^{-4}$ | $7{,}14 . 10^{-13}$— $-1{,}11 . 10^{-12}$ | $7{,}72 . 10^{-6}$— $-1{,}20 . 10^{-5}$ | | 0,82 | stredný |
| Komárňanská okrajová kryha | | | | | | | | | |
| M-3 Komárno | dogerské dolomity a vápence | 1139—1184 11 | $6{,}38 . 10^{-12}$— $-1{,}19 . 10^{-11}$ | $1{,}19$— $-2{,}21 . 10^{-4}$ | $5{,}80 . 10^{-13}$— $-1{,}08 . 10^{-12}$ | $1{,}08$— $-2{,}01 . 10^{-5}$ | $2{,}47 . 10^{-4}$ | 0,61 | stredný |
| M-1 Komárno | triasové dolomity a vápence | 1140—1221 | | | | | | 0,42 | stredný |
| FGK-1 Komárno | | 1689—1964 115 | $1{,}90$— $-8{,}69 . 10^{-12}$ | $5{,}07 . 10^{-5}$— $-2{,}31 . 10^{-4}$ | $1{,}66$— $-7{,}57 . 10^{-14}$ | $4{,}41 . 10^{-7}$— $-2{,}01 . 10^{-6}$ | | | nízky |

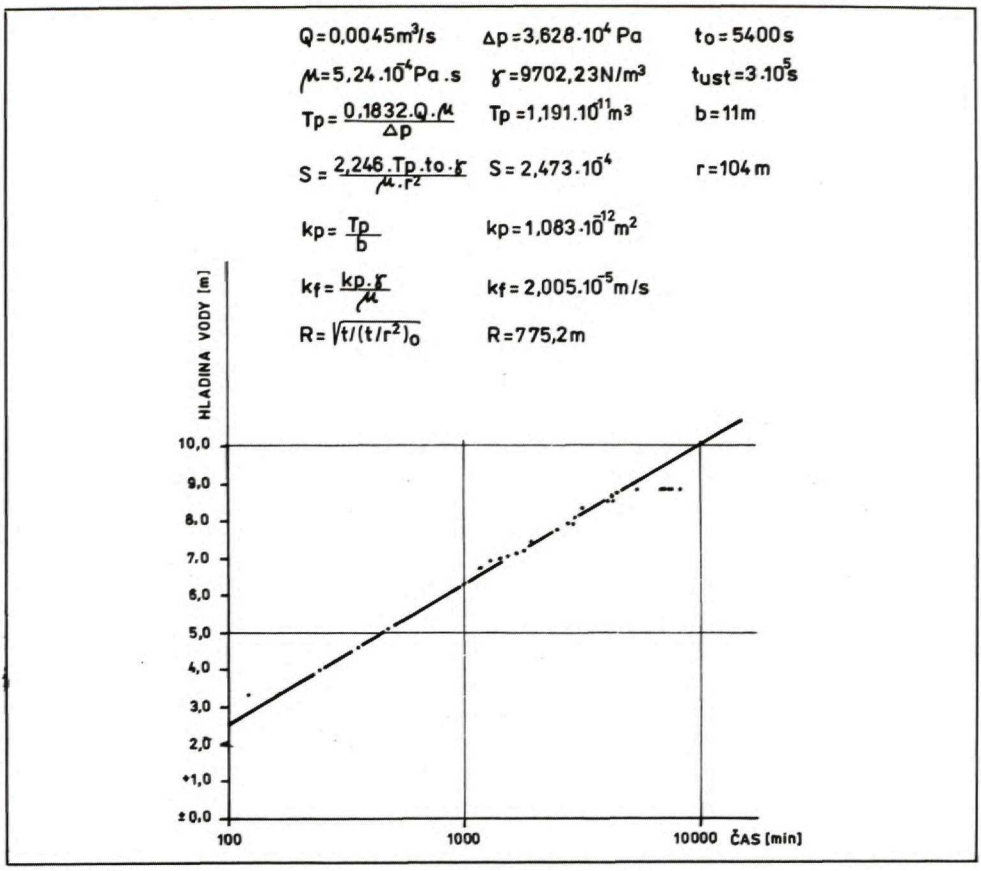
+ Podľa I. MUCHU (1976)




Obr. 12 Semilogaritmický priebeh čerpacej skúšky vo Virte zo dňa 24. 3. 1979 pri $Q = 18{,}11 . s^{-1}$




Obr. 13 Semilogaritmický priebeh čerpacej skúšky vo Virte zo dňa 5. 3. 1979 pri Q = 171. $s^{-1}$




Obr. 14 Semilogaritmický priebeh stúpacej skúšky na pozorovacom vrte M-1 v Komárne v dňoch 26. 6.—2. 7. 1976

## Geotermické pomery územia

Komárňanská kryha je charakteristická značnou variabilitou teplotného poľa, ktorá je výsledkom pôsobenia práve hydrogeologických činiteľov. V regionálnom meradle priebeh teplotného poľa koreluje s priebehom, respektíve s konfiguráciou hydrogeologických štruktúr (obr. 16). Stúpanie teploty v hĺbkovej úrovni 1000 m možno pozorovať smerom z J na S a z V na Z.

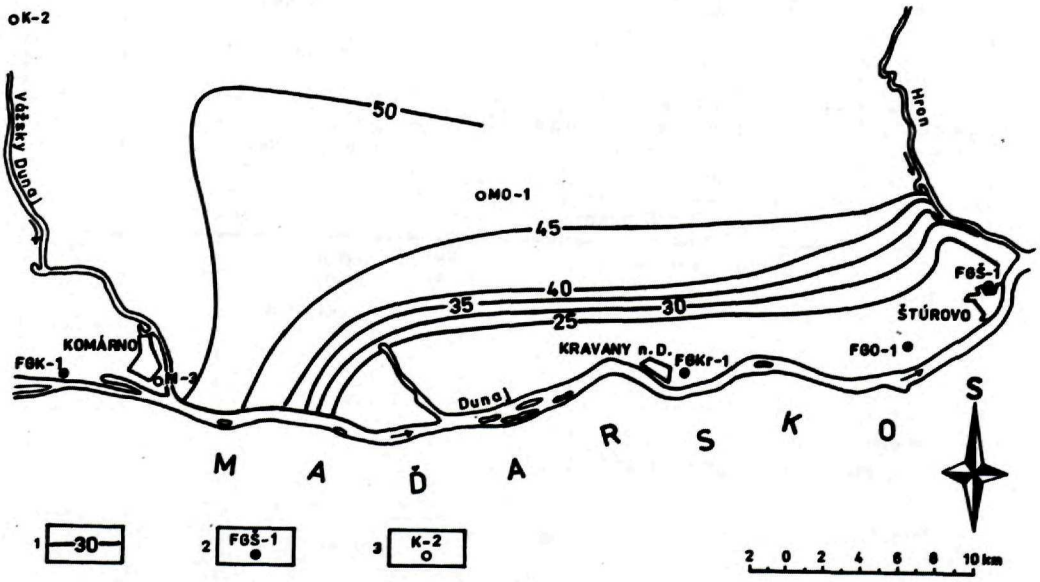
Teplotné pole komárňanskej vysokej kryhy, ktoré je v hlavnej miere formované konvektívnym prenosom tepla, charakterizujú anomálne nízke teploty. Priemerná teplota v hĺbke 1000 m je 24 °C, hodnota geotermického gradientu je 14,4 K . km$^{-1}$. Nízka teplota, vysoký stupeň zvodnenia triasových karbonátov (tab. 6) a zistenie horizontálneho pohybu vody vo vrte FGKr-1 v hĺbkach 819 a 832 m ukazujú, že štruktúrou prestupujúce podzemné vody ju výrazne ochladzujú. Najintenzívnejšie ochladzovanie bolo zistené

v jej strednej časti vrtom FGKr-1, kde bola v hĺbke 917 m nameraná teplota 21 °C, čomu zodpovedá hodnota geotermického gradientu 12,3 K . km$^{-1}$. V rámci komárňanskej vysokej kryhy sa vyskytujú aj anomálie pozitívneho charakteru, ale sú priestorovo dosť obmedzené a viazané iba na vyzdvihnuté čiastkové kryhy vo výverových oblastiach (Štúrovo, Patince—Virt, Obid). Najvýznamnejšia z nich sa viaže na vysokú kryhu Štúrovo—Nána, kde sa vyskytujú geotermálne vody s teplotou 40 °C. Pôvod teploty vôd je podstatne hlbšie ako hĺbka, v ktorej boli zachytené (72—87 m). Extrapoláciou teplôt zistených vrtom FGO-1 v triasových karbonátoch v hĺbkovom intervale 700—1000 m alebo jemu zodpovedajúcej hodnoty geotermického gradientu (10 K . km$^{-1}$ — tab. 8) do hĺbky väčšej ako 1000 m je možné získať nasledovnú predstavu o vertikálnom rozložení teplôt v štruktúre:

| hĺbka v m: | 700 | 1000 | 1500 | 2000 | 2500 | 3000 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| teplota v °C: | 21 | 24 | 29 | 34 | 39 | 44 |

Z toho vyplýva, že geotermálne vody v oblasti Štúrova majú pôvod teploty v hĺbke 2500—3000 m, odkiaľ po zlomoch, ktoré ich drénujú, vystupujú na povrch.

Teplotné pole komárňanskej okrajovej kryhy, na rozdiel od vysokej kryhy, má vcelku monotónny priebeh, vyznačuje sa mierne zvýšenou aktivitou a nie je porušené konvektívnym prenosom tepla. V prospech posledného svedčí pomerná rovnováha medzi tepelným tokom v triasových karbonátoch a v komplexe neogénnych sedimentov, zistená vrtom FGK-1 (A. Remšík—O. Franko, 1978). Priemerná teplota v hĺbke 1000 m predstavuje 49 °C, v hĺbke 2000 m — 78 °C. Hodnota geotermického gradientu sa tu pohybuje v rozmedzí 32,2—35,8 K . km$^{-1}$.




Obr. 16 Mapa geoizoterm komárňanskej kryhy (v hĺbke 1 km od úrovne terénu) — O. Franko —A. Remšík (1979)
Vysvetlivky: 1 — geoizoterma (°C), 2 — výskumný geotermálny vrt, 3 — prieskumný vrt

Hodnoty teplôt a geotermických gradientov v komárňanskej kryhe sú prehľadne uvedené v tab. 7 a 8.

Tepelný tok v komárňanskej kryhe bol vypočítaný iba z vrtu FGK-1 a jeho hodnota predstavuje 64,5 mW . $m^{-2}$. Tepelná vodivosť neogénnych hornín (íly, piesky, pieskovce) kolíše v rozmedzí 1,40—2,26 W . $m^{-1}$ . $K^{-1}$ a triasových dolomitov a vápencov od 2,55 do 4,44 W . $m^{-1}$ . $K^{-1}$.

Tab. 7 Priemerné hodnoty teplôt

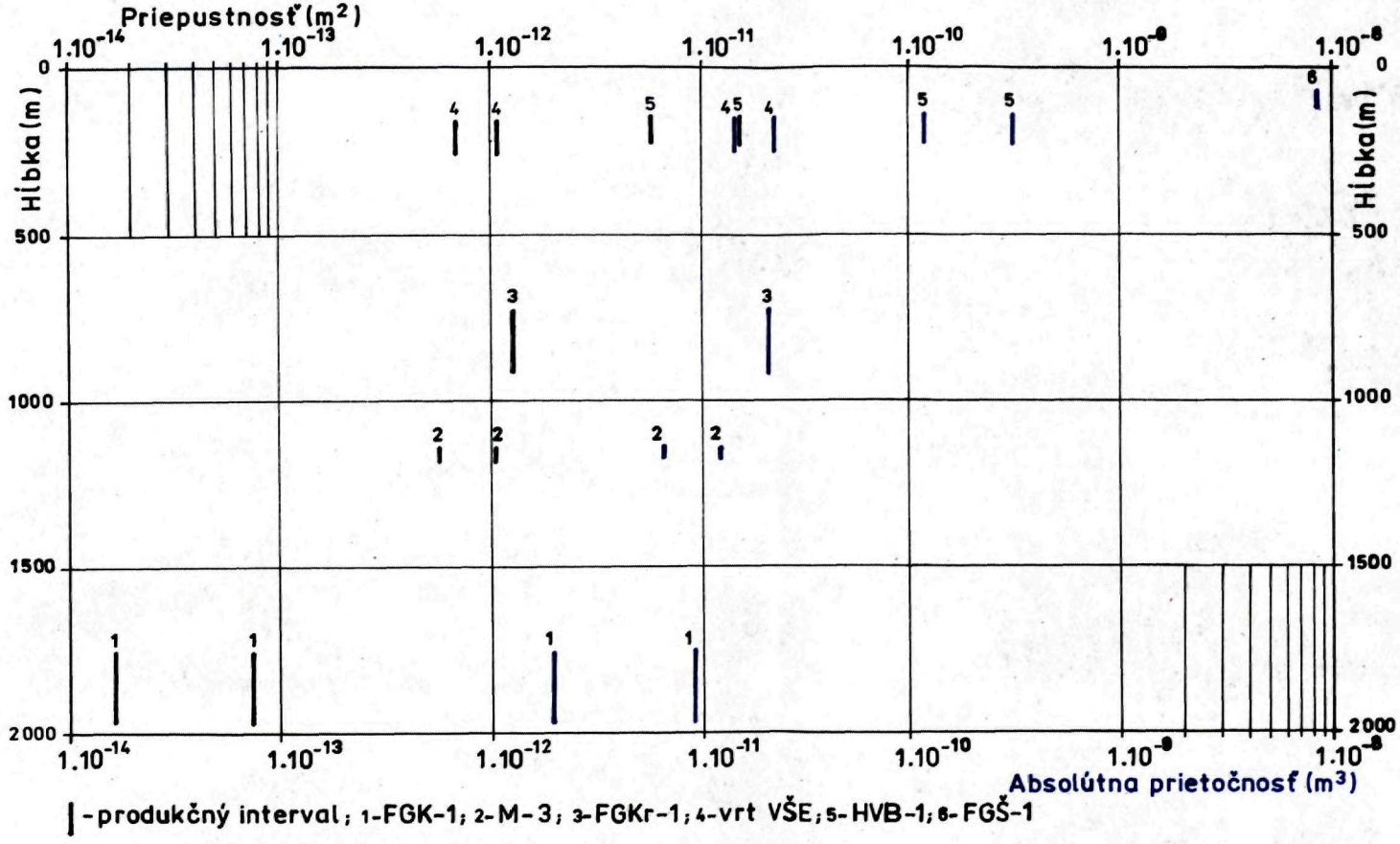
| Hydrogeologická štruktúra | Teplota (°C) v hĺbkovej úrovni | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 1000 m | 1500 m | 2000 m | 2500 m | 3000 m |
| komárňanská vysoká kryha | 24 | 29 | 34 | 39 | 44 |
| komárňanská okrajová kryha | 49 | 66 | 78 | | |

Tab. 8 Hodnoty geotermických gradientov

| Vrt Lokalita | Interval od — do m | Vek, litológia | $G_i$ K . $km^{-1}$ | Interval od — do m | Vek, litológia | $G_i$ K . $km^{-1}$ | G K . $km^{-1}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Komárňanská vysoká kryha | | | | | | | |
| FGKr-1 Kravany | 0—575 | paleogén a krieda, pieskovce a ílovce | | 575—1021 | mezozoikum, vápence a dolomity | | 12,3 |
| FGO-1 Obid | 0—691 | paleogén, ílovce a pieskovce | 16,4 | 700—1000 | trias, dolomity a vápence | 10,0 | 14,4 |
| Komárňanská okrajová kryha | | | | | | | |
| FGK-1 Komárno | 0—1700 | neogén, íly a pieskovce | 38,9 | 1700— —2000 | trias, dolomity a vápence | 18,3 | 35,8 |
| MO-1 Modrany | 0—2195 | neogén, íly a pieskovce | 32,2 | | | | |

$G_i$ — geotermický gradient v danom intervale
G — priemerná hodnota geotermického gradienta

Obr. 15 Priepustnosť a prietočnosť kolektorov vo vzťahu k hĺbke


Priepustnosť (m²)
1.10⁻¹⁴
1.10⁻¹³
1.10⁻¹²
1.10⁻¹¹
1.10⁻¹⁰
1.10⁻⁹
1.10⁻⁸
Hĺbka (m)
0
500
1000
1500
2000
Absolútna prietočnosť (m³)
| - produkčný interval; 1-FGK-1; 2-M-3; 3-FGKr-1; 4-vrt VŠE; 5-HVB-1; 6-FGŠ-1

**Genéza a chemické zloženie vôd**

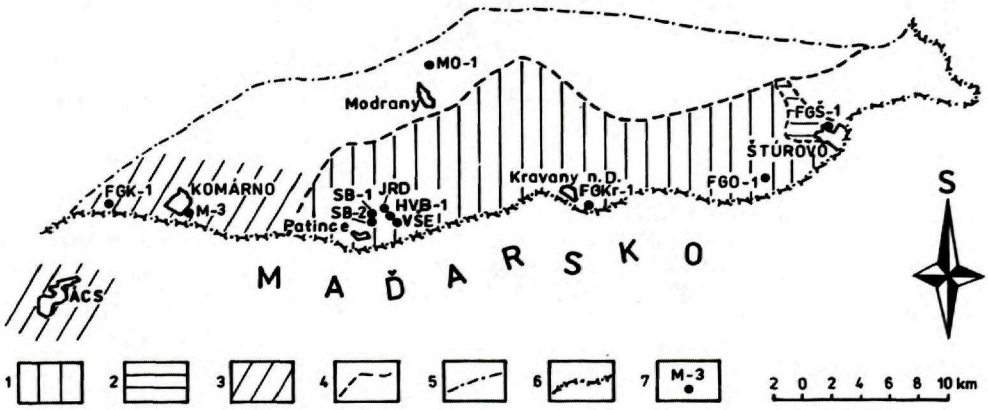
V komárňanskej kryhe boli zistené tieto chemické typy geotermálnych vôd (D. Bodiš —S. Gazda in A. Remšík—O. Franko et al., 1979) — obr. 17, tab. 9:

— výrazný Ca—Mg—$HCO_3$ typ s mineralizáciou cca 0,7 g.$l^{-1}$, miestami s prítomnosťou $H_2S$ (zastúpenie zložky $A_2$ je 77,8—83,1 mval %, nízke zastúpenie ostatných zložiek, pomer $HCO_3$/Cl vyšší ako 10),

— nevýrazný Ca—Mg—$HCO_3$ typ so zvýšenou zložkou Ca—$SO_4$ s mineralizáciou cca 0,7 g.$l^{-1}$ (zastúpenie zložky $A_2$ maximálne 64,8 mval %, zvýšené zastúpenie zložky $S_2(SO_4)$ — 24,3—26,5 mval %, pomer $HCO_3$/Cl nad 10),

— zmiešaný typ s prevahou Ca—$SO_4$ zložky a so zvýšeným obsahom Na—Cl zložky a s mineralizáciou 2,2—3,8 g.$l^{-1}$ (zložka $S_2(SO_4)$ — 34,5—44,1 mval %, $S_1$(Cl) — 30,8 —36,6 mval %, pomer $HCO_3$/Cl menší ako 1).

Komárňanskú vysokú kryhu charakterizuje Ca—Mg—$HCO_3$ typ vôd s mineralizáciou cca 0,7 g.$l^{-1}$. Geneticky ide o petrogénne (karbonátogénne) vody, u ktorých je hlavným mineralizačným procesom rozpúšťanie kalcitu a dolomitu za prítomnosti $CO_2$. Vysoké hodnoty koeficientov Mg/Ca (tab. 9) poukazujú na formovanie vôd v dolomitoch a dolomitických vápencoch, nízke hodnoty koeficientov $SO_4$/M (0,04—0,06) na neprítomnosť významnejších akumulácií sadrovca, respektíve anhydritu v ich obehových cestách. Vody sú aj napriek nepatrnému preplyneniu (parciálny tlak $CO_2$ — 8,00 . $10^{-4}$ —6,33 . $10^{-3}$ MPa) a nízkemu obsahu rozpusteného $CO_2$ (pod 0,1 g.$l^{-1}$) v rovnováhe alebo mierne presýtené voči kalcitu a dolomitu, čo svedčí o ich dlhodobejšom kontakte s horninovým prostredím. Vody skoro rovnakej mineralizácie, teploty a chemického zloženia sú známe i na maďarskej strane, napríklad v Dunaalmási, Ostrihome. Výnimku tvorí voda z vrtu FGŠ-1 v Štúrove, ktorá je nedosýtená voči kalcitu, ale hlavne voči dolomitu,




Obr. 17 Chemické typy geotermálnych vôd (D. Bodiš—O. Franko—S. Gazda, 1979)
Vysvetlivky: 1 — výrazný kalcium-magnézium-bikarbonátový typ s mineralizáciou 0,65—0,75 g.$l^{-1}$ s prítomnosťou $H_2S$, 2 — nevýrazný kalciovo-magneziovo-hydrogénuhličitanový typ so zvýšenou kalciovo-sulfátovou zložkou, mineralizácia okolo 0,7 g.$l^{-1}$, 3 — zmiešaný typ s prevahou kalciovo-sulfátovej zložky so zvýšeným obsahom nátriovo-chloridovej zložky, mineralizácia 2,2 —3,8 g.$l^{-1}$, 4 — hranica chemických typov, 5 — hranica rozšírenia mezozoika v podloží terciéru, 6 — štátna hranica, 7 — vrt.

i keď v jej obehových cestách je rádove vyšší parciálny tlak $CO_2$ ($1{,}61 . 10^{-2}$ MPa) a prichádza do kontaktu so sadrovcom, respektíve anhydritom (zvýšený obsah Ca—$SO_4$ zložky; $SO_4/M$ — 0,13—0,15, tab. 9). Tieto skutočnosti poukazujú na špecifické genetické podmienky formovania vody v Štúrove a na jej hĺbkove diferencovaný obeh. Podobnú hydrogeochemickú, v niektorých prípadoch zároveň teplotnú diferenciáciu (lokálnu, bodovú, nie priestorovú), vykazujú geneticky príbuzné geotermálne vody v Budapešti (tab. 10). Vysoké hodnoty koeficienta $HCO_3/Cl$ (nad 10) poukazujú na intenzívny vplyv vôd s plytkým obehom. Vody charakterizuje uhličito-dusíkatý, respektíve uhličitý typ plynu. Malé množstvo $H_2S$, prítomné prevažne vo vodách, je produktom biochemickej redukcie síranov. O pôvode síranov a $H_2S$ z evaporitov svedčí izotopické zloženie síry (M. MICHALÍČEK, 1979). Zo vzorky z vrtu SB-1 v Patinciach bola stanovená z r. 1970

Tab. 9 Hydrogeochemické parametre vôd a plynov

| Štruktúra | Komárňanská vysoká kryha | | Komárňanská okrajová kryha | |
|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 (?) | 4 |
| hĺbka od—do (m) | 129—1021 | 72—132 | 2195—2294 | 1139—1964 |
| stratigrafia | trias | trias | jura | trias |
| $M\ (g.l^{-1})$ | 0,68—0,75 | 0,70—0,72 | 0,76 | 2,2—3,8 |
| $S_1\ (Cl)$ | 4,7—8,1 | 5,8—7,7 | 35,8 | 30,8—36,6 |
| $S_1\ (SO_4)$ | 2,5—8,7 | 2,7—4,1 | 7,0 | 0,0—7,8 |
| $S_2\ (Cl)$ | — | — | — | — |
| $S_2\ (SO_4)$ | 0,0—13,1 | 24,3—26,5 | 16,2 | 34,5—44,1 |
| $A_1$ | 0,0—4,5 | — | — | — |
| $A_2$ | 77,8—83,1 | 63,6—64,8 | 41,0 | 17,8—21,9 |
| chemický typ vody | Ca—Mg—$HCO_3$ | Ca—Mg—$HCO_3$ (nevýrazný) | Na—Ca—$HCO_3$—Cl | zmiešaný typ |
| Mg/Ca | 0,81—1,0 | 0,63—0,66 | 0,64 | 0,30—0,43 |
| $SO_4/M$ | 0,04—0,06 | 0,13—0,15 | 0,12 | 0,20—0,25 |
| $HCO_3/Cl$ | 10,6—19,3 | 11,1—12,2 | 1,15 | 0,61—0,66 |
| zloženie rozpust. plynu (obj. %): | | | | |
| $CO_2$ | 64,7—74,3 | 70,2—81,0 | | 80,0—93,0 |
| $H_2S$ | 0,5—2,5 | 0,4—0,7 | | — |
| $N_2$ | 21,6—33,8 | 17,1—26,2 | | 5,0—15,0 |
| $CH_4$ | 0,08—0,10 | 0,0—0,1 | | 0,1—6,0 |
| Ar | 0,65—0,82 | 0,43—0,65 | | 0,15—0,40 |
| chemický typ plynu | uhličito-dusíkový | uhličitý, resp. uhličito-dusíkový | | uhličitý |
| parciálny tlak $CO_2$ (MPa) | $8{,}0 . 10^{-4}$—$-6{,}33 . 10^{-3}$ | $1{,}61 . 10^{-2}$ | $1{,}56 . 10^{-2}$ | $7{,}88 . 10^{-3}$—$-1{,}10 . 10^{-2}$ |
| indexy rovnováhy: | | | | |
| $I_c$ | −0,2 až +0,6 | −0,49 | +0,3 | +0,6 až +0,7 |
| $I_d$ | −17,3 až −15,5 | −18,45 | −16,2 | −17,2 až −16,8 |
| $I_s$ | −6,5 až −6,4 | −5,83 | −6,0 | −4,9 až −4,8 |

1 — SB-1, SB-2, HVB-1, vrt VŠE, vrt JRD, FGO-1, FGKr-1; 2 — vrt r. 1949, FGŠ-1; 3 — Modrany-1; 4 — FGK-1, M-1, M-3, M — mineralizácia, $I_c$ — index nerovnováhy voči kalcitu (rovnovážna hodnota = 0), $I_d$ — súčin rozpustnosti dolomitu (rovnovážna hodnota pri 25 °C = −16,7), $I_s$ — súčin rozpustnosti sadrovca (rovnovážna hodnota pri 25 °C = −4,625). Za rovnovážny stav je považovaný interval ± 0,5 z uvedených rovnovážnych hodnôt

Tab. 10 Niektoré parametre vôd v Budapešti

| Lokalita | Teplota vody (°C) | Mineralizácia ($g.l^{-1}$) | $A_2$ | Mg/Ca | $SO_4$/M |
|---|---|---|---|---|---|
| Budapešť[1] | 32,8—72,0 | 0,82—1,68 | 45,60—69,90 | 0,39—0,72 | 0,09—0,16 |

[1]Lukács-fürdő, I/4 sz. forrás; Dagaly ut., Béke — forrás; Lukács-fürdő, Római-forrás; Császár-fürdő, István-forrás; Rudas-fürdő, Rákoczi-forrás; Szécsényi-fürdő, I. sz. forrás; Margitsziget, III. sz. fúrás. Hydrogeochemické charakteristiky boli vypočítané z analytických údajov z práce O. SCHULHOFA et al. (1957).

hodnota $\delta^{34}S_{H_2S}$ — 10,7 ‰, z r. 1975 hodnota $\delta^{34}S_{H_2S}$ — 4,5 ‰ a hodnota $\delta^{34}S_{SO_4}$ + 25,6 ‰. Sú to hodnoty, ktoré patria k priemerným hodnotám minerálnych vôd mezozoika vnútorných Karpát ($\delta^{34}S_{SO_4}$ = + 19,7 ‰ až + 34,6 ‰ s priemerom + 25,4 ‰ a $\delta^{34}S_{H_2S}$ = = — 36,0 ‰ až + 17,1 ‰ s priemerom — 13,7 ‰, u ktorých majú sírany pôvod v triasových sadrovcoch.Teda sírany a $H_2S$ v patinských vodách sú sulfátogénne. Predpokladáme, že to platí pre vody celej komárňanskej vysokej kryhy.

V nadloží štruktúry komárňanskej vysokej kryhy v oblasti Kravan n/D (vrt FGKr-1) boli v kriedových pieskovcoch zistené (364—374 m) vody Na—$HCO_3$ typu ($A_1$ — 88 mval %) s mineralizáciou 1,02 $g.l^{-1}$. Geneticky ide o hydrosilikátogénne vody (nízky obsah $SiO_2$). Základným faktorom formovania katiónového zloženia sú ionovýmenné procesy (výmena $Ca^{2+}$ za $Na^+$).

Komárňanskú okrajovú kryhu reprezentuje zmiešaný typ vôd s mineralizáciou 2,2 —3,8 $g.l^{-1}$. Sú to vody zmiešanej genézy — zmes sulfáto-karbonátogénnych vôd mezozoika a infiltračne výrazne degradovaných marinogénnych vôd nadložného miocénu, ktoré vsiakli do karbonátových komplexov hlavne v počiatočnej fáze jeho morskej transgresie. Nižšie hodnoty koeficientov Mg/Ca (tab. 9) poukazujú na ich formovanie v dolomitických vápencoch, vyššia prítomnosť Ca—$SO_4$ zložky poukazuje na ich kontakt so sadrovcom. Vody sú mierne presýtené voči kalcitu a v rovnováhe voči dolomitu a sadrovcu. Hodnoty koeficienta $HCO_3$/Cl sú nižšie ako 1, čo poukazuje na obmedzený vplyv vôd s plytkým obehom. Pre vody je charakteristický uhličitý typ plynu. Rádiologickým rozborom vody z vrtu FGK-1 bola dokázaná prítomnosť $Ra^{226}$ v množstve 0,7 $pCi.l^{-1}$ a $Rn^{222}$ v množstve 120 $pCi.l^{-1}$. Izotopovému rozboru na $^{18}O$ bola podrobená voda z vrtu M-3 (J. KANTOR, 1985) a tá je svojou 12,58 ‰ odchýlkou mimoriadne chudobná na ťažký izotop kyslíka (viac ako dunajská voda). V priľahlej časti Maďarska (Komárom, Ács) boli zistené v podstate rovnaké vody (z hydrogeochemického hľadiska) ako v Komárne a v jeho okolí. Sporný je chemizmus vody z vrtu Modrany-1 (Na—Ca— —$HCO_3$—Cl typ, mineralizácia 0,76 $g.l^{-1}$ — tab. 9). Výskyt iných vôd (Na—Cl typu s mineralizáciou 19,3—23,1 $g.l^{-1}$) o 74—110 m vyššie, v klastikách priabónu, ako aj technika odberu vzorky v daných podmienkach nás vedie k pochybnostiam o spoľahlivosti odobranej vzorky, a preto vodu z vrtu Modrany-1 hydrogeochemicky nehodnotíme (údaje v tab. 9 sú len informačné).

**Hodnotenie tepelno-energetického potenciálu**

Geotermálne vody ako nositeľ geotermálnej energie sa vyskytujú v komárňanskej kryhe v podobe prírodných zdrojov a zásob. Prírodné zdroje predstavujú dynamickú zložku

geotermálnych vôd, a tým aj geotermálnej energie, ktorá sa v čase a priestore neustále obnovuje. Prírodné zásoby chápeme ako statickú zložku geotermálnych vôd a relatívne i geotermálnej energie, obmedzenú v priestore a čase. Pri hodnotení tepelno-energetického potenciálu (ďalej TEP-u) prírodných zdrojov alebo zásob vychádzame z druhu hydrogeologickej štruktúry — v otvorenej hydrogeologickej štruktúre (komárňanská vysoká kryha) hodnotíme TEP prírodných zdrojov a v zatvorenej štruktúre (komárňanská okrajová kryha) TEP prírodných zásob. Ide o prognózny TEP, lebo jeho hodnotenie vychádza z výsledkov výskumných geotermálnych vrtov.

*TEP prírodných zdrojov*

Prírodné zdroje komárňanskej vysokej kryhy (A. REMŠÍK—O. FRANKO et al., 1979) boli vyčíslené ako prirodzený dynamický prietok štruktúrou ($Q_d$) podľa vzťahu

$$Q_d = k_f . F . I \qquad (1)$$

kde $k_f$ je koeficient filtrácie ($1{,}13 . 10^{-5}$ m . s$^{-1}$), F — prietoková plocha ($3 . 10^7$ m$^2$), I — hydraulický spád ($3{,}907 . 10^{-4}$). Koeficient filtrácie predstavuje priemernú hodnotu $k_f$ z vrtu VŠE, FGKr-1 a M-3 (charakterizujú priepustnosť hornín, porušených bežným systémom puklín). Pri výpočte prietokovej plochy sa počítalo s hrúbkou karbonátov 1000 m a šírkou prietoku 30 km (v tejto šírke je evidentný hydraulický spád z Maďarského stredohoria do komárňanskej kryhy). Hydraulický spád predstavuje priemernú hodnotu v prietokovom profile, ktorá bola vypočítaná z mapy hladín krasových vôd Maďarského stredohoria z r. 1974 (VITUKI Budapest). Po dosadení uvedených hodnôt do vzťahu (1)

$$Q_d = 0{,}133 \text{ m}^3 . \text{s}^{-1} = 133 \text{ l} . \text{s}^{-1}$$

Treba uviesť, že hladina krasových vôd v severnej časti Maďarského stredohoria (Gerecse, Pilis) sa stále mení, čím dochádza i k zmene hodnoty dynamického prietoku (zmena hydraulického spádu).

Zistené množstvo vôd, ktoré štruktúru prirodzene odvodňovalo, predstavuje súčet výdatností vrtov s voľným prelivom (FGŠ-1, FGO-1, FGKr-1, vrt VŠE, vrt JRD, SB-2 — tab. 5). Toto množstvo sa pohybovalo v rozmedzí 120 až 140 l . s$^{-1}$, s priemernou hodnotou 130 l . s$^{-1}$. Nejasnou zostáva hlavne otázka množstva drénovaných geotermálnych vôd Dunajom v oblasti Štúrova a Obidu a pravdepodobne aj Žitavou v oblasti Patince—Virt.

Prírodné zdroje boli hodnotené aj metódou geotermickej bilancie, ktorá vyjadruje energetickú rovnováhu medzi teplom, dodaným tepelným tokom a teplom, vyneseným vodami na povrch. Vyjadruje ju vzťah:

$$Q_g = \frac{F . q}{(T_r - t_n) . c . \varrho} \qquad (2)$$

kde $Q_g$ je množstvo vôd (m$^3$ . s$^{-1}$), F — plocha štruktúry ($224{,}6 . 10^6$ m$^2$), q — tepelný tok ($64{,}5 . 10^{-3}$ W . m$^{-2}$), $T_r$ — rezervoárová teplota vody (32,5 °C — priemerná hodnota teploty), $t_n$ — teplota neutrálnej zóny, respektíve priemerná ročná teplota vzduchu

(10 °C), c — merné teplo vody (4186,8 $J.kg^{-1}.K^{-1}$), ϱ — merná hmotnosť vody (995,5 $kg.m^{-3}$). Po dosadení uvedených hodnôt do vzťahu (2)

$$Q_g = 0{,}154\,m^3.s^{-1} = 154\,l.s^{-1}$$

Vypočítané hodnoty podľa vzťahu (1) a (2) sú pri porovnaní dosť podobné. Výsledky hydrodynamickej a geotermickej bilancie teda ukazujú relatívnu zhodu. To znamená, že pri stálom odčerpávaní geotermálnych vôd v množstve 133 $l.s^{-1}$ nebude dochádzať k poklesu teploty vôd v štruktúre. Vyššia hodnota vyčíslená pomocou geotermickej bilancie (2) poukazuje na malú rezervu v možnosti získania geotermálnej energie, ktorú zlepšuje i to, že v geotermickej bilancii nebola uvažovaná plocha zbernej oblasti zemského tepla v infiltračnej oblasti. Na druhej strane však nie je známy fakt, do akej miery túto rezervu odčerpáva, alebo presahuje už spomenutá prirodzená drenáž geotermálnych vôd v Dunaji, prípadne v Žitave.

Prognózny TEP prírodných zdrojov, vyjadrený v jednotkách tepelného výkonu (P), vyčíslime podľa vzťahu

$$P = Q_d.(t_p - t_r).c.10^{-3} \quad (MW) \tag{3}$$

kde $Q_d$ je prirodzený dynamický prietok (prírodné zdroje ≐ 133 $kg.s^{-1}$), $t_p$ — povrchová teplota vody (32,5 °C), $t_r$ — referenčná teplota vody (15 °C), c — merné teplo vody (4,1868 $kJ.kg^{-1}.K^{-1}$). Po dosadení hodnôt do vzťahu (3)

$$P = 9{,}75\,MW$$

Ide o hrubý potenciál, ktorý vzhľadom k tomu, že bol celý overený vrtmi a prakticky celý je aj využívaný, predstavuje zároveň technicky využiteľný potenciál.

*TEP prírodných zásob*

Prírodné zásoby komárňanskej okrajovej kryhy (A. Remšík, 1987) boli vypočítané vo forme pružných zásob ($Q_z$) pre zníženie tlaku, respektíve depresiu s veľkosťou 100 m podľa vzťahu

$$Q_z = \frac{F.S.\Delta p}{\gamma}\ (m^3), \tag{4}$$

kde F je plocha štruktúry (288,4 . $10^6$ $m^2$), S — koeficient storativity (2,473 . $10^{-4}$ — vrt M-3), Δp — rozdiel tlaku (9,807 . $10^5$ Pa), γ — merná tiaž vody (9,702 . $10^3$ $N.m^{-3}$). Dosadením hodnôt do vzťahu (4)

$$Q_z = 7{,}209 . 10^6\,m^3$$

Prognózny TEP prírodných zásob, vyjadrený v jednotkách tepelnej energie (A), bol vyčíslený podľa vzťahu

$$A = Q_z.(t_p - t_r).c.10^{-3} \quad (GJ) \tag{5}$$

kde $Q_z$ sú pružné zásoby v tonách — 1 t ≐ 1 $m^3$ geotermálnej vody (7,209 . $10^6$ t), $t_p$ — povrchová teplota vody (55 °C), $t_r$ — referenčná teplota vody (15 °C), c — merné teplo vody (4,1868 $kJ.kg^{-1}.K^{-1}$). Po dosadení týchto hodnôt do vzťahu (5)

$$A = 1{,}207 . 10^6\,GJ$$

Prognózny TEP prírodných zdrojov a zásob komárňanskej kryhy prehľadne uvádza tab. 11.

Tab. 11 Prognózny TEP komárňanskej kryhy

| komárňanská vysoká kryha | komárňanská okrajová kryha |
|---|---|
| prognózny TEP prírodných zdrojov | prognózny TEP prírodných zásob |
| 9,75 MW | $1{,}207 . 10^6$ GJ |
| technicky využiteľný potenciál | hrubý potenciál |

**Návrh na ďalší prieskum geotermálnych vôd**

Napriek už dnes exploatovanému množstvu geotermálnych vôd, ktoré je podobné s vypočítaným množstvom prírodných zdrojov i s geotermickou bilanciou, odporúčame prieskumné práce realizovať. Je to preto, lebo nie je vyjasnená otázka množstva drénovaných vôd Dunajom (prípadne aj Žitavou) a výpočty, ktoré sú vykonané v rámci hodnotenia zásob treba upresniť. Určité možnosti dávajú výsledky geotermickej bilancie (zvýšenie TEP v prípade zabezpečenia vodnou zložkou). Veľký význam pripisujeme prácam zameraným na riešenie otázky reinjektáže v okrajovej kryhe.

V komárňanskej vysokej kryhe treba usmerniť práce hlavne do oblasti Štúrova, ale aj Obidu, na vykonanie termometrického mapovania spolu s termometrickým profilovaním Dunaja. Potom realizovať prieskumné vrty a čerpacími skúškami zistiť exploatačné množstvá vôd čiastkových hydrogeologických štruktúr. V oblasti Patiniec a Virtu, okrem termometrického mapovania a profilovania Žitavy, treba na existujúcich vrtoch vykonať čerpacie skúšky a zistiť exploatačné množstvo vôd tejto čiastkovej hydrogeologickej štruktúry. V prípade potreby realizovať ďalšie vrty (táto oblasť je rozsiahlejšia ako oblasť Štúrova). Exploatačné množstvo zisťovať vo vzťahu k doplňaniu zo zrážok a vo vzťahu k Dunaju, prípadne k Žitave. Ďalšími prieskumnými vrtmi v oblasti medzi Patincami a Štúrovom je možné získať vody s teplotou okolo 20 °C. Je potrebné venovať pozornosť režimovému sledovaniu geotermálnych vôd. Odčerpávanie krasových vôd (odvodňovanie baní — napríklad Dorog) v severnej časti Maďarského stredohoria (infiltračná oblasť geotermálnych vôd) spôsobuje výrazný pokles hladiny krasových vôd. Keďže rezervoár týchto vôd je zdrojom dotácie pre geotermálne vody, vyvolané zmeny na maďarskom území môžu pomerne značne ovplyvniť režim geotermálnych vôd v celej komárňanskej vysokej kryhe (napríklad pokles výdatnosti vrtov pri voľnom prelive). Ďalším prvkom, ktorý v prípade realizácie zasiahne do tohto režimu, je vodné dielo Gabčíkovo—Nagymaros. Ak nedôjde ku kolmatácii, zvýšenie hladiny vody v Dunaji spôsobí zvýšenie úrovne hladiny geotermálnych vôd v Štúrove i v Obide. Prejaví sa to napríklad zvýšením výdatnosti vrtu FGŠ-1 (hydraulická spojitosť geotermálnych vôd s vodou v Dunaji).

V komárňanskej okrajovej kryhe, vzhľadom na charakter zásob, je potrebné zamerať ďalšie práce na riešenie problematiky reinjektáže. Znamená to realizovať geotermálne dublety, overiť možnosti exploatácie geotermálnej energie systémom reinjektáže a na základe získaných výsledkov vykonať hodnotenie tepelno-energetického potenciálu celej štruktúry.

Vzhľadom na krasovo-puklinovú, respektíve puklinovú priepustnosť kolektorov treba situovať vrty do tektonicky exponovaných zón, lebo zlomy a poruchové pásma tu vystupujú vo funkcii drénov geotermálnych vôd. Tomuto cieľu bude dobre slúžiť „Tektonická mapa kriedového podložia komárňanskej kryhy" v mierke 1 : 50 000 (obr. 1).

**Využitie geotermálnych vôd**

Geotermálne vody komárňanskej vysokej kryhy ideálne spĺňajú základné valorizačné kritériá vôd na využitie v cestovnom ruchu a na rekreáciu — teplota vody 20—40 °C, výdatnosť zdroja 5—70 l.s$^{-1}$, chemický typ vody Ca—Mg—$HCO_3$ s mineralizáciou okolo 0,7 g.l$^{-1}$. Preto i využívanie vôd sa sústreďuje práve do tejto sféry.

Na báze vôd v Štúrove (vrt FGŠ-1) sa buduje na ploche 55 ha rekreačno-kúpaliskový areál VADAŠ, kde sú v sezónnej prevádzke 4 bazény s plochou 3500 m$^2$ (plavecký bazén 50 × 21 m, neplavecký, rekreačný a detský bazén). Zámerom je výstavba objektu s celoročnou prevádzkou, vrátane krytého športového a detského bazénu.

Rekreačný areál v Patinciach sa rozprestiera na ploche 30 ha. Podľa záznamov, ktoré sú k dispozícii, bahno okolo prameňa (rímske jazierko s bahniskami) využívali na liečenie už rímski legionári v 1.—4. storočí nášho letopočtu. Vodu možno používať na liečenie chorôb pohybového ústrojenstva. V sezónnej prevádzke sú tri bazény s plochou 3135 m$^2$ — plavecký bazén (50 × 22 m), neplavecký bazén (1835 m$^2$) a detský bazén s plochou 200 m$^2$. (Sine 1982, I. Homoľa, 1985). Navrhuje sa tu vybudovať objekt s celoročnou prevádzkou. Jeden bazén slúži na kúpanie a na rekreáciu aj v susednom Virte.

Geotermálne vody komárňanskej vysokej kryhy je možné využívať aj na iné ako rekreačné ciele. Ekonomika využívania geotermálnych vôd (hlavne nízkoteplotných) bude závislá od komplexného návrhu, ktorý musí riešiť jej využívanie vo viacerých zdrojoch spotreby a rôznymi technologickými zariadeniami. Vody s teplotou 40 °C sa po energetickej stránke dajú využívať troma základnými spôsobmi (J. Uhliarik, 1979):

— na priame temperovanie objektov, napríklad skleníkov,

— na predohrev vody v protiprúdových výmenníkoch, kde je možné studenú vodu zohrievať až na 35°C,

— ako zdroj tepelnej energie pre vykurovanie objektov termočerpadlami. Táto alternatíva je v tomto prípade zvlášť výhodná pre veľkú výdatnosť zdroja, čiže veľkú produkciu tepelnej energie formou geotermálnej energie akumulovanej v termálnej vode.

Zdroj geotermálnej vody teplej 40 °C s výdatnosťou 70 l/s vydá cca 10 G cal/hod.

Úžitkovú vodu pre priemysel alebo pre bytovú výstavbu je možné geotermálnou vodou teplou 40 °C zohrievať studenú vodu až na 35 °C. Podľa výsledkov skúšok s obdobným ohrevom by bolo možné zohriať studenú vodu 12 °C na 35 °C v množstve 43,8 m$^3$/hod. (cca 12 l/s).

V prípade využívania tepelnej energie geotermálnej vody sa termočerpadlami odoberá zo zdroja teplota cca 10—15 °C, čo znamená, že bude k dispozícii 3,1 Gcal/hod. Koeficient účinnosti tepelných čerpadiel môže byť až 9, to znamená, že týmto spôsobom by bolo možné zabezpečiť 27,9 Gcal/hod. (32,4 MW) pre vykurovanie objektov.

V. Havelský (1979) o využití 40 °C teplej vody pomocou termočerpadiel uvádza, že za predpokladu konštantnej kondenzačnej teploty a zachovaného predpokladaného ochladenia geotermálnej vody o 8 °C bude výparná teplota 29 °C. Potom vychádza hodnota súčiniteľa zhodnotenia na 7,6 a palivovo-energetická úspora na 55,2 %. Konkrétna úspora pre celkové teplo dodané čerpadlom do vykurovacej sústavy (pri príkone zariadenia 3,87 MW) bude 29,4 MW (25,3 Gcal/hod.). Pri vykurovaní zemným plynom tomu zodpovedá 20 392,5 tmp, z čoho 55,2 % predstavuje 11 256 tmp.

Výsledky hodnotenia oboch autorov sú podobné (32,4 MW a 29,4 MW) a vidno, že to nie je zanedbateľné množstvo energie. Navyše, vypočítaná úspora paliva jednoznačne potvrdzuje rentabilnosť využívania geotermálnych vôd s teplotami do 40 °C pomocou termočerpadiel.

Geotermálne vody okrajovej kryhy sa využívajú len v termálnom kúpalisku (plocha

2,5 ha) v Komárne. Voda má liečivý účinok na kĺbové a reumatické ochorenia. V lete má kúpalisko k dispozícii 4 bazény s plochou 2 182 $m^2$ — športový bazén (50 × 22 m), sedací bazén (16 × 35 m), bazén pre neplavcov (16 × 22 m) a detský bazén (5 × 4 m). Celoročne sú v prevádzke sedací bazén, priestor pre podvodnú masáž, prísadové kúpele, bahenné zábaly a vaňové kúpele (Sine, 1982). Komárňanská okrajová kryha predstavuje vhodnú štruktúru, kde je možnosť pomerne intenzívne využívať geotermálnu energiu na vykurovanie, a to pomocou geotermálnych dubletov systémom reinjektáže.

S využívaním geotermálnych vôd súvisí ešte jedna dôležitá, ale v praxi dosť zanedbávaná úloha. Každý využívateľ má povinne viesť stále a pravidelné zaznamenávanie základných údajov zdroja (vrtu), ako sú napríklad výdatnosť, odčerpané množstvo, teplota vody, statický tlak alebo úroveň hladiny a pod. Ich hodnoty tvoria základné údaje, z ktorých sa vychádza nielen pri hodnotení režimu geotermálnych vôd, ale aj pri zisťovaní príčiny, keď na zdroji vzniknú kvalitatívne alebo kvantitatívne zmeny (napríklad problém so zabezpečovaním vody).

## Záver

Hydrogeotermálny výskum komárňanskej kryhy priniesol celý rad nových vedeckých poznatkov, z ktorých mnohé sa premietajú aj do ekonomickej sféry.

Na základe realizovaných výskumných geotermálnych vrtov (FGŠ-1, FGO-1, FGKr-1, FGK-1), hlbokých 210—1970 m, bola upresnená geologicko-tektonická stavba územia. Komplexný obraz v jednom profile o litostratigrafických jednotkách vrchného triasu až spodnej kriedy, ako boli jednotlivo známe z rôznych oblastí územia, poskytol vrt FGKr-1 v Kravanoch n/D. Z výsledkov geofyzikálnych meraní bolo možné prvýkrát zostaviť tektonický model reliéfu kriedového (karbonátového) podložia.

Zo štruktúrno-hydrogeotermálneho hľadiska je komárňanská kryha rozčlenená na dve samostatné štruktúry geotermálnych vôd — komárňanskú vysokú a okrajovú kryhu. Geotermálne vody sú v nich viazané na triasové (menej jurské) dolomity a vápence.

Vysokú kryhu obmedzuje izobata 700—800 m kriedového karbonátového podložia, respektíve tektonické línie, prebiehajúce v jej blízkosti a sú na ňu viazané vody Ca—Mg —$HCO_3$ typu s mineralizáciou okolo 0,7 $g.l^{-1}$ a s teplotou 20—40 °C. Je to štruktúra s intenzívnou vodovýmenou, ktorá je silno ochladená, kde sa do hĺbky 600—800 m vyskytujú vody s teplotou 20—22 °C, do 1100—1300 m vody s teplotou 24,5—26,5 °C a do hĺbky 2500—3000 m vody s teplotou 40 °C. Geneticky ide o petrogénne vody (karbonátogénne), u ktorých je hlavným mineralizačným procesom rozpúšťanie kalcitu a dolomitu za prítomnosti $CO_2$. Do kontaktu so sadrovcom prichádza voda z vrtu FGŠ-1 v Štúrove (zvýšený obsah Ca—$SO_4$ zložky). Geotermálne vody sú známe z prameňov i z vrtov, a to v Patinciach, Virte, Kravanoch n/D (iba z vrtu FGKr-1), v Obide a v Štúrove, kde je zistená hydraulická spojitosť geotermálnych vôd s hladinou vody Dunaja. Pri čerpaní vody z vrtu VŠE vo Virte v množstve 18,1 $l.s^{-1}$ nedošlo k ovplyvneniu vrtov SB-1 a SB-2 v Patinciach.

Do prirodzeného režimu geotermálnych vôd môže výrazne zasiahnuť odčerpávanie krasových vôd pri odvodňovaní baní v severnej časti Maďarského stredohoria (napríklad pokles výdatnosti pri voľnom prelive) a realizácia vodného diela Gabčíkovo—Nagymaros (napríklad zvýšenie výdatnosti vrtu FGŠ-1).

Kolektory geotermálnych vôd predstavujú hodnoty koeficienta absolútnej prietočnosti $T_p = 8{,}4 . 10^{-9}$—$1{,}9 . 10^{-11}$ $m^3$, pričom najvyššie hodnoty patria otvoreným zlomom a najnižšie, ktorým zodpovedá priepustnosť s hodnotou okolo $1 . 10^{-12}$ $m^2$, patria systému bežných, respektíve drobných puklín.

Teplotné pole je v hlavnej miere formované konvektívnym prenosom tepla. Anomálne nízka teplota bola zistená vrtom FGKr-1 v oblasti Kravan n/D — v hĺbke 1021 m je teplota 20,5 °C. Priemerná teplota v hĺbke 1000 m je 24 °C a stúpa smerom z J na S a z V na Z; hodnota geotermického gradientu je 14,4 $K.km^{-1}$.

Zo štruktúrneho hľadiska tvorí vysoká kryha otvorenú hydrogeologickú štruktúru (má infiltračnú, akumulačnú a výverovú oblasť).

Prognózny TEP prírodných zdrojov (vyčíslený ako prirodzený dynamický prietok štruktúrou 133 $l.s^{-1}$ vôd s priemernou teplotou 32,5 °C; je relatívne v zhode aj s výsledkami geotermickej bilancie) predstavuje 9,75 MW (technicky využiteľný potenciál).

Okrajová kryha vystupuje po obvode vysokej kryhy — obkolesuje ju zo západnej, severnej a z východnej strany. Vrtmi v Komárne v nej boli zistené vody s teplotou nad 40 °C (42—68 °C), zmiešaného Na—Ca—Mg—$SO_4$—Cl—$HCO_3$ typu s mineralizáciou 2,2—3,8 $g.l^{-1}$. Je to zmes vlastných sulfáto-karbonátogénnych vôd mezozoika a infiltračne výrazne degradovaných marinogénnych vôd nadložného miocénu, ktoré zasiakli do karbonátových komplexov hlavne v počiatočnej fáze jeho morskej transgresie.

Kolektory geotermálnych vôd sú charakterizované nižšími hodnotami parametrov ako vo vysokej kryhe — hodnoty koeficienta absolútnej prietočnosti sú v rozmedzí $T_p = 1{,}9—6{,}4 . 10^{-12} m^3$, respektíve koeficienta priepustnosti od $5{,}8 . 10^{-13} m^2$ do $1{,}7 . 10^{-14} m^2$. Priepustnosť i prietočnosť s hĺbkou klesajú.

Teplotné pole v okrajovej kryhe sa vyznačuje mierne zvýšenou aktivitou a nie je porušené konvektívnym prenosom tepla (rovnováha medzi tepelným tokom v triasových karbonátoch a v komplexe neogénnych hornín — FGK-1). Hodnota geotermického gradientu sa pohybuje od 32,2 do 35,8 $K.km^{-1}$. Tepelný tok bol vypočítaný z vrtu FGK-1 a predstavuje 64,5 $mW.m^{-2}$.

Okrajová kryha zo štruktúrneho hľadiska tvorí pravdepodobne zatvorenú hydrogeologickú štruktúru (má len akumulačnú oblasť).

Prognózny TEP prírodných zásob (zásoby boli vyčíslené ako pružné zásoby pre depresiu 100 m — $7{,}209 . 10^6 m^3$ vôd s priemernou teplotou 55 °C) predstavuje $1{,}207 . 10^{-15}$ J (hrubý potenciál).

V ďalšom prieskume geotermálnych vôd je potrebné vyjasniť otázku množstva drénovaných geotermálnych vôd Dunajom (prípadne aj Žitavou), sledovať režim geotermálnych vôd, upresniť výpočty týkajúce sa hodnotenia zásob a riešiť problematiku reinjektáže v okrajovej kryhe.

Výsledky výskumných prác sú už využívané v praxi. Je to hlavne v Štúrove, kde na báze overených geotermálnych vôd (odporučená výdatnosť 70 $l.s^{-1}$, teplota vody 40 °C) je vybudovaný nový rekreačno-športový areál, ktorý bol odovzdaný do užívania v roku 1978. Sú možnosti aj na intenzívnejšie využívanie geotermálnej energie, a to aplikáciou termočerpadiel alebo exploatáciou systémom reinjektáže.

**Zoznam použitých symbolov**

a — vzdialenosť okrajovej podmienky od vrtu (m),
A — prognózny TEP prírodných zásob (GJ),
b — hrúbka kolektorov (m),
c — merné teplo vody ($J.kg^{-1}.K^{-1}$),
F — plocha ($m^2$),
I — hydraulický spád (—),
$k_f$ — koeficient filtrácie ($m.s^{-1}$),

$k_p$ — koeficient priepustnosti ($m^2$),
$\Delta p$ — rozdiel tlaku (Pa),
P — prognózny TEP prírodných zdrojov (MW),
q — hustota zemského tepelného toku ($mW . m^{-2}$),
$q_m$ — jednotková merná výdatnosť vrtu ($l . s^{-1} . m^{-1}$),
Q — výdatnosť vrtu, čerpané množstvo z vrtu ($m^3 . s^{-1}$),
$Q_d$ — prirodzený dynamický prietok ($m^3 . s^{-1}$),
$Q_g$ — množstvo vôd (podľa geotermickej bilancie — $m^3 . s^{-1}$),
$Q_z$ — pružné zásoby ($m^3$),
r — radiálna súradnica (m),
R — rádius dosahu depresného kužeľa (m),
S — koeficient storativity (—),
t — čas (s),
$t_n$ — teplota neutrálnej zóny (°C),
$t_p$ — povrchová teplota vody (°C),
$t_r$ — referenčná teplota vody (°C),
T — koeficient prietočnosti ($m^2 . s^{-1}$),
$T_r$ — rezervoárová teplota vody (°C),
$T_p$ — koeficient absolútnej prietočnosti ($m^3$),
$\gamma$ — merná tiaž vody ($N . m^{-3}$),
$\mu$ — koeficient dynamickej viskozity (Pa . s),
$\varrho$ — merná hmotnosť vody ($kg . m^{-3}$)

## Literatúra


ALFÖLDI, L., 1973: A budapesti hévizek és a Gerecse-aljai barnaszénbányászat vízföldtani kapcsolatának kérdései. — Bányászati és Kohászati Lapok — BÁNYÁSZAT 106, 12, sz. Budapest.

Atlas podnebia ČSSR, 1958. Praha.

BIELA, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. — Region. Geol. Západ. Karpát 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BÖCKER, T., 1975: Változások a Dunántúli Közephegység természetes karsztvízháztartásában. VITUKI Közlemények, Budapest.

BÖCKER—MÜLLER—SZENTIRMAI, 1975: A Dunántúli Középhegység vízföldtani a dottságaimak értékelésé. III. 4. 3. 34. VITUKI, téma — jelentés.

BRODŇAN, M.—NEMSILOVÁ, M., 1960: Štúrovo — Podunajská nížina — hnedé uhlie. Záverečná správa. — Geofond, Bratislava.

ČEPEK, L., 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čs. Dunaje. — Sbor. Ústř. Úst. Geol. 12, Praha.

FRANKO, O., 1964: Problematika výskumu termálnych vôd Slovenska. — Geol. Práce, Zpr. 32, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FRANKO, O., 1975: Rozdelenie a klasifikácia hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd. — Geol. Práce, Spr. 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FRANKO, O., 1975a: Súčasný stav výskumu zdrojov geotermálnej energie v Slovenskej socialistickej republike. — Geol. Průzk. XVII, 11, Praha.

FRANKO, O., 1977: Súčasný stav a perspektívy hydrogeotermálneho výskumu zdrojov geotermálnej energie v SSR. — Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR. SVTS, Bratislava.

FRANKO, O. et al., 1970: Ideový projekt základného výskumu priestorového rozloženia zemského tepla a vyhľadávanie vysokotermálnych vôd v Západných Karpatoch. — Geofond, Bratislava.

FRANKO, O. et al., 1976: Hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Nitra. — Geofond, Bratislava.

FRANKO, O.—HALMEŠOVÁ, S.—REMŠÍK, A.—ZBOŘIL, L., 1984: Tektonická mapa predkriedového podložia komárňanskej kryhy a jej hydrogeotermálny význam. — Zborník referátov z VIII. celoštátnej hydrogeologickej konferencie „Puklinové a puklinovo-krasové vody a problémy ich ochrany". Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FRANKO, O.—MARUŠIAK, I. et al., 1974: Ideový projekt štátnej úlohy S-52-547-010 „Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla a geotermálnych zdrojov v Západných Karpatoch (SSR)" na r. 1975—1980 s výhľadom do r. 2000. — Geofond, Bratislava.

FRANKO, O.—RAČICKÝ, M., 1979: Správa o exploatačnom geotermálnom vrte M-3 v Komárne. — Geofond, Bratislava.

FRANKO, O.—REMŠÍK, A., 1981: Významný zdroj geotermálnej energie v Štúrove. — Geol. Práce, Spr. 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FRANKO, O.—REMŠÍK, A., 1989: Hydrogeothermal anomaly in the Danube region of Slovakia. — XIV congress CBGA, Extended Abstracts, Sofia.

FRANKO, O.—ZBOŘIL, Ľ., 1972: Zhodnotenie východnej časti komárňanskej vysokej kryhy pre vyhľadávanie termálnych vôd — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GAŽA, B., 1970: Geologické zhodnotenie pionierskeho vrtu Modrany-1. — Geofond, Bratislava.

GAŽA, B.—BEINHAUEROVÁ, M., 1977: Tektonika neogénu juhovýchodnej časti podunajskej panvy. — Miner. slov. 9, 4, Bratislava.

HAVELSKÝ, V., 1979: Možnosti a perspektívy využitia geotermálnej energie pre vykurovacie účely pomocou tepelných čerpadiel. — Energetika 5, Praha.

HENZEL, J. et al., 1951: Balneografia Slovenska. — SAVU, Bratislava.

HOLÉCZYOVÁ, Z., 1972: Patince — hydrogeologický prieskum. — Geofond, Bratislava.

HOLÉCZYOVÁ, Z., 1974: Virt — hydrogeologický prieskum. — Geofond, Bratislava.

HOLÉCZYOVÁ, Z.—PORUBSKÝ, A., 1974: Žriedelná štruktúra Patince—Virt a jej umiestnenie v sústave podunajského žriedelného rajónu. — Geogr. Čas. XXVI, 3, Bratislava.

HOMOĽA, Š., 1985: Využívanie geotermálnych vôd v zariadeniach cestovného ruchu a rekreácie — predpoklad vývoja. — Zborník prednášok z I. konferencie „Komplexné využitie geotermálnych vôd SSR". ČSVTS pri Výsk. Úst. Vod. Hospod. v Bratislave.

HROUZEK, S., 1982: Hydrogeologický prieskum termálnych vôd — Patince. Záverečná správa. — Geofond, Bratislava.

HYNIE, O., 1933: Geologický posudek o výronu artézske thermální vody v Párkáni. — Geofond, Bratislava.

HYNIE, O., 1963: Hydrogeologie ČSSR II, Minerální vody. — Čs. Akad. Věd, Praha.

JAKUBEC, L.—MACH, C.—PORUBSKÝ, A., 1960: Vodné dielo Nagy Maross. — Geofond, Bratislava.

JAKUBEC, L.—PORUBSKÝ, A., 1963: Dunaj — čs. úsek. — Manuskript — archív IGHP, Bratislava.

KANTOR, J., 1985: Izotopová charakteristika vôd rôznych genetických typov. — Geofond, Bratislava.

KRAHULEC, P. et al., 1977: Minerálne vody Slovenska. — Osveta, Martin.

KVĚT, R., 1960: Povrchový hydrogeochemický prieskum Malej dunajskej nížiny. — Geofond, Bratislava.

MAHEĽ, M., 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. — Práce Št. geol. Úst. 27, Bratislava.

MICHALÍČEK, M., 1979: K izotopom S sírovodíka a síranov. — Písomné oznámenie.

MUCHA, I., 1976: Výskum kolektorov termálnych vôd čerpacími skúškami. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

PAGÁČ, I., 1968: Výsledok vrtu Komárno M-1 a možnosť získania zdrojov teplej vody v podunajskej panve. — Zem. Plyn Nafta, Hodonín.

PORUBSKÝ, A., 1960: Hydrogeologické pomery územia (In Seneš J., 1960: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 Nové Zámky. — Geofond, Bratislava.

REMŠÍK, A., 1979: Termálne vody v oblasti Komárna. — Sborník 7. hydrogeologické konference ČSMG v Ústí n. Labem. Geoindustria, Praha.

REMŠÍK, A., 1987: Geotermálne vody vápencovo-dolomitických komplexov podunajskej a Viedenskej panvy. Kandidátska dizertačná práca. — Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

REMŠÍK, A.—FRANKO, O., 1978: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGK-1 v Komárne. — Geofond, Bratislava.
REMŠÍK, A.—FRANKO, O.—BIELY, A. et al., 1979: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGKr-1 v Kravanoch n/D. — Geofond, Bratislava.
REMŠÍK, A.—FRANKO, O. et al., 1979: Základný výskum geotermálnych zdrojov komárňanskej vysokej kryhy. — Geofond, Bratislava.
REMŠÍK, A.—FRANKO, O. et al., 1991: Výskumný geotermálny vrt FGKr-1 v Kravanoch n/D. — Region. Geol. Západ. Karpát 26, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
REMŠÍK, A.—FRANKO, O.—FENDEK, M.—BODIŠ, D., 1989: Nové poznatky z výskumu geotermálnej energie v SSR. — Geol. Průzk. 31, 8, Praha.
REMŠÍK, A.—FRANKO, O.—FENDEK, M.—BODIŠ, D., 1990: Geotermálne vody podunajskej a Viedenskej panvy. — Miner. slov. 3, 22, Bratislava.
REMŠÍK, A.—FRANKO, O.—GROSS, P. et al., 1980: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGO-1 v Obide. — Geofond, Bratislava.
SENEŠ, J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, L-34-1, Nové Zámky. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SCHULHOF, O. et al., 1957: Magyarország ásvány és gyógyvízei. Budapest.
SINE, 1982: Rekreácia a oddych v okrese Komárno. Obzor, Bratislava, OSCR, Komárno.
TKÁČIK, P., 1964: Registrácia minerálnych vôd na Slovensku, okres Komárno. — Manuskript — archív, IGHP, Žilina.
TKÁČIK, P. et al., 1974: Zhodnotenie prameňov minerálnych vôd Západných Karpát a ich ochrana. — Manuskript — archív, IGHP, Žilina.
TUPÝ, 1989: Štúrovo — hydrogeologický vrt. — Geol. priesk. Spišská Nová Ves.
UHLIARIK, J.: Možnosti využitia termálnej vody v Štúrove. — Písomné vyjadrenie z 1. 10. 1979.
VENDEL, M.—KISHÁZI, P., 1962: Beziehungen zwischen Karstwäsern und Thermen auf Grund der beobachteten Verhältnise im Transdanubischen Mittelgebirge. — Mitt. Geol. Gesell. 55, Wien.
WILLEMS, T. et al., 1963: A vízbetörések és hegységszerkezet Osszefüggésének vizsgálata a dorogi és tatabányai szénmedencében. — BKI. Zárójelentés, kézirat.
ZBOŘIL, L.—FRANKO, O.—PLANČÁR, J., 1977: Geofyzikálny výskum hlbokých hydrogeologických štruktúr v centrálnej časti Západných Karpát. — Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR". SVTS, Bratislava.
ZBOŘIL, L.—HALMEŠOVÁ, S.—HUSÁK, L.—POSPÍŠIL, L., 1977: Geofyzikálny výskum komárňanskej vysokej kryhy. — Geofond, Bratislava.

ANTON REMŠÍK—ONDREJ FRANKO—DUŠAN BODIŠ

## Geothermal resources of Komárno block

Summary

Komárno block is situated in southeastern Danube Basin between the towns of Komárno and Štúrovo. Its area extent is 513 km$^2$. The block consists of the Hungarian Zwischengebirge Mesozoic (largely Triassic dolomites and limestones — Fig. 1) covered by Paleogene, Neogene and Quaternary sediments. The block is considerably faulted and its pre-Tertiary morphology is complicated; it is confined by Komárno fault system separating it from the Central depression in the west, by Hurbanovo fault in the north, and plunges beneath the neovolcanic Börzsöny Mts. in the east and Gerecse as well as Pilis Mts. on the right bank of the Danube River in the south.

The geologic-tectonic structure of the territory was investigated in more detail by four research geothermal wells (FGŠ-1, FGO-1, FGKr-1, FGK-1) 210 to 1970 m deep. A continuous lithostratigraphic column from the Upper Triassic to Lower Cretaceous, whose short intervals had previously been known in various parts of the territory, was provided by FGKr-1 well at Kravany n. D.

Geophysical measurements made it possible to compile the first tectonic model of the Cretaceous (carbonate) substratum relief (Fig. 1).

From the structural-hydrogeothermal point of view, Komárno block is divided into two separate geothermal water structures — Komárno elevated block and marginal block (Fig. 1). Their geothermal waters are bound to Triassic (less frequently Jurassic) dolomites and limestones.

The elevated block is confined by 700—800 m isobath of the Cretaceous substratum and/or by faults running in its vicinity. It hosts Ca—Mg—$HCO_3$-type waters whose T.D.S. is some 0.7 $g.l^{-1}$ and temperature 20—40 °C (Fig. 1, 2, 3, 17). The structure is characterized by intensive water circulation and is strongly cooled: up to a depth of 600—800 m, water temperature amounts to 20—22 °C, up to 1100—1300 m 24.5—24.6 °C and up to 2500—3000 m the temperature is some 40 °C (Fig. 2, 3). From the genetic point of view, the waters are petrogenic (carbonatogenic) and their principal mineralization process is dissolution of calcite and dolomite by the presence of $CO_2$. Gypsum is contacted by waters from the FGŠ-1 well at Štúrovo (increased contents of Ca—$SO_4$ component — Tab. 9).

Geothermal waters are known in springs as well at Patince, Virt, Kravany n. D. (only in FGKr-1 well) and at Obid and Štúrovo where hydrothermal waters are hydraulically connected with the Danube River (Fig. 4, 5, 6, 8). Pumping of 18.1 $l.s^{-1}$ of water from the VŠE well at Virt had no effect on SB-1 and SB-2 wells at Patince (Fig. 11).

The natural regime of geothermal waters can be considerably affected by karst-water dewatering of mines in the northern tract of the Hungarian Zwischengebirge (e. g. reduction in free everflow) and by the construction of the Gabčíkovo—Nagymaros Reservoir (e. g. increased yield of FGŠ-1 well).

Absolute-transmissivity coefficient $T_p$ of the Triassic carbonates varies from $8.4 \times 10^{-9}$ to $1.9 \times 10^{-11}$ $m^3$ (Tab. 6). The highest values correspond to open faults and lowest ones, of some $1 \times 10^{-12}$ $m^3$, occur in systems of common or minor fractures.

The thermal field is formed mostly by convective heat transfer. Anomalously low temperature of 20.5 °C was found by FGKr-1 well in the Kravany n. D. area at a depth of 1021 m. The average temperature at a depth of 1000 m is 24 °C (Tab. 7) and increases from the south to the north and from the east towards the west (Fig. 16). Geothermal gradient is 14.4 $K.km^{-1}$ (Tab. 8).

From the structural point of view, the elevated block is an open hydrogeological structure (it has areas of infiltration, accumulation and outflow).

The prognostic-thermal energetic potential (TEP) of the natural resources (calculated as natural dynamic flow rate through the structure — 133 $l.s^{-1}$ of water averaging 32.5 °C; is in relatively good agreement with the results of geothermal balance) represents 9.75 MW (technologically available potential) — Tab. 11.

The marginal block fringes the elevated one in the west, north and east (Fig. 1). Wells at Komárno and Modrany, both located within the marginal block, found Na—Ca—Mg—$SO_4$—Cl—$HCO_3$-type waters with temperature of more than 40 °C and T.D.S. 2.2—3.8 $g.l^{-1}$ (Tab. 5, 9, Fig. 17). They are a mixture of sulphate-carbonatogenic waters of the Mesozoic with strongly infiltration-degraded connate waters from the overlying Miocene that penetrated into the carbonate complexes mainly in the initial stage of Miocene marine transgression.

The carbonates are characterized by lower values of hydraulic parameters than those of the elevated block. The absolute-transmissivity coefficient $T_p$ varies from 1.9 to $6.4 \times 10^{-12}$ $m^3$, and permeability coefficient from $5.8 \times 10^{-13}$ to $1.7 \times 10^{-14}$ $m^2$ (Tab. 6). The permeability and transmissivity decline with increasing depth (Fig. 15).

Thermal field in the marginal block is marked by slightly increased activity (Fig. 16) and is not disturbed by convective heat transfer (balance between heat flow in Triassic carbonates and Neogene complex — FGK-1). The values of geothermal gradient range from 32.2 to 35.8 $K.km^{-1}$ (Tab. 8). Heat flow calculated from the FGK-1 well amounts to 64.5 $mW.m^{-2}$.

Structurally, the marginal block is probably a closed hydrogeological structure (has only an accumulation area).

The prognostic TEP of natural reserves (the reserves were calculated as elastic for 100 m depression — $7209 \times 10^6$ $m^3$ of waters averaging 55 °C) is $1207 \times 10^{15}$ J (gross potential) — Tab. 11.

The following geothermal-water exploration should determine the volume of geothermal waters drained by the Danube River, investigate the regime of geothermal waters, calculate geothermal reserves with greater accuracy and to resolve the problem of reinjection into the marginal block.

Geothermal waters are currently being used for recreation and swimming in recreational-sporting and swimming-pool complexes (Štúrovo, Patince, Virt, Komárno). They can be exploited more intensively through the application of thermal pumps or reinjection (geothermal doublets).

Translated by Ľ. Böhmer

## Explanations to Figures

Fig. 1 Tectonic map of Komárno block Cretaceous substratum (O.FRANKO—S. HALMEŠOVÁ—A. REMŠÍK—L. ZBOŘIL, 1984)
Explanations: 1a — Komárno marginal block, 1b — Komárno high block, 2 — fault lines, 3 — fractured zones in carbonate substratum, 4 — geophysically-established depth contours of carbonate substratum, 5 — assumed lithostratigraphic boundaries, 6 — Triassic — Jurassic (carbonates), 7 — Permian (arkose and graywacke sandstones), 8 — Devonian (limestones and lydites), 9 — crystalline, 10 — drillholes, 11 — hydrogeothermal section line

Fig. 2 Longitudinal hydrogeothermal section of Komárno block 1-1 (O. FRANKO—A. REMŠÍK, 1979)
Explanations: 1 — Neogene, alternating clays and sands and/or marls and sandstones, 2 — Paleogene, alternating claystones and sandstones and/or siltstones and sandstones, 3 — Cretaceous, claystone and sandstone formation, 4 — Triassic — Jurassic, limestones and dolomites, 5 — Werfenian, shales and sandstones, limestones intercalated with evaporites (anhydrite, gypsum), 6 — Permian, arkoses, sandstones, graywackes, shales intercalated with evaporites, 7 — faults, 8 — exploration geological drillhole, 9 — geoisotherm (°C), 10 — direction of thermal-water flow, 11 — natural thermal spring, 12 — geothermal well with free overflow, (a-perforation), 13 — static thermal water table (a — proved, b — assumed), 14 — piezometric head of thermal waters (m above sea level)

Fig. 3 Transversal hydrogeothermal section across Komárno block 2-2 (O. FRANKO—A. REMŠÍK, 1979)
Explanations: 1 — Neogene, alternating clays and sands and/or marls and sandstones, 2 — Paleogene, alternating claystones and sandstones and/or siltstones and sandstones, 3 — Cretaceous, claystone and sandstone formation and/or conglomerate or siltstone and sandstone formation, 4 — Triassic — Jurassic, limestones and dolomites, 5 — Permian, arkose and graywacke sandstones, 6 — crystalline, 7 — assumed stratigraphic boundaries, 8 — faults, 9 — geoisotherm (°C), 10 — direction of thermal-water flow, 11 — prospection geothermal well with overflow (Q — discharge in $l.s^{-1}$, T — water temperature, a — performation)

Fig. 4 Relationship between water levels in Danube River and drillhole FGŠ-1 at Štúrovo

Fig. 5 Correlation relationship between water levels in Danube River and drillhole FGŠ-1 at Štúrovo

Fig. 6 Record of pumping test in drillhole FGŠ-1 at Štúrovo

Fig. 7 Curves showing discharge of FGŠ-1 drillhole at Štúrovo (by low and high Danube levels)
Curve I. — Danube level almost constant, from Feb. 27 to March 6, 1975 it varied from 175 to 180 cm
Curve II. — Danube level increased during this period, on May 25, 1975 it attained 413—419 cm
(Q — volume of water pumped from drillhole, s — water-table reduction in drillhole)

Fig. 8 Relationship between Danube level and discharge from drillhole FGO-1 at Obid

Fig. 9 Long-term pumping test on drillhole FGKr-1 (Sept. 29 — Dec. 20, 1977)

Fig. 10 Water discharge from drillhole FGKr-1

Fig. 11 Pumping test at Virt

Fig. 12 Semilogarithmic record of pumping test at Virt on March 24, 1979 by $Q = 18.11.s^{-1}$

Fig. 13 Semilogarithmic record of pumping test at Virt on March 5, 1979 by $Q = 171.s^{-1}$

Fig. 14 Semilogarithmic record of recovery test on monitoring drillhole M-1 at Komárno on June 26 — July 2, 1976

Fig. 15 Permeability and discharge of aquifers relative to depth

Fig. 16 Geoisotherm map of Komárno block (1 km below surface) — O. FRANKO—A. REMŠÍK (1979)
Explanations: 1 — geoisotherm (°C), 2 — prospection geothermal drillhole, 3 — exploration drillhole

Fig. 17 Chemical types of geothermal water (D. BODIŠ—O. FRANKO—S. GAZDA, 1979)
Explanations: 1 — clearly calcium-magnesium-bicarbonate type with T.D.S. 0.65—0.75 $g.l^{-1}$ and presence of $H_2S$, 2 — unclear calcium-magnesium-bicarbonate type with increased calcium-sulphate component; T.D.S. about 0.7 $g.l^{-1}$, 3 — mixed type dominated by calcium-sulphate component and increased sodium-chloride component, T.D.S. 2.2—3.8 $g.l^{-1}$, 4 — boundaries of chemical types, 5 — boundary of Mesozoic distribution in Tertiary substratum, 6 — state boundary, 7 — drillhole.

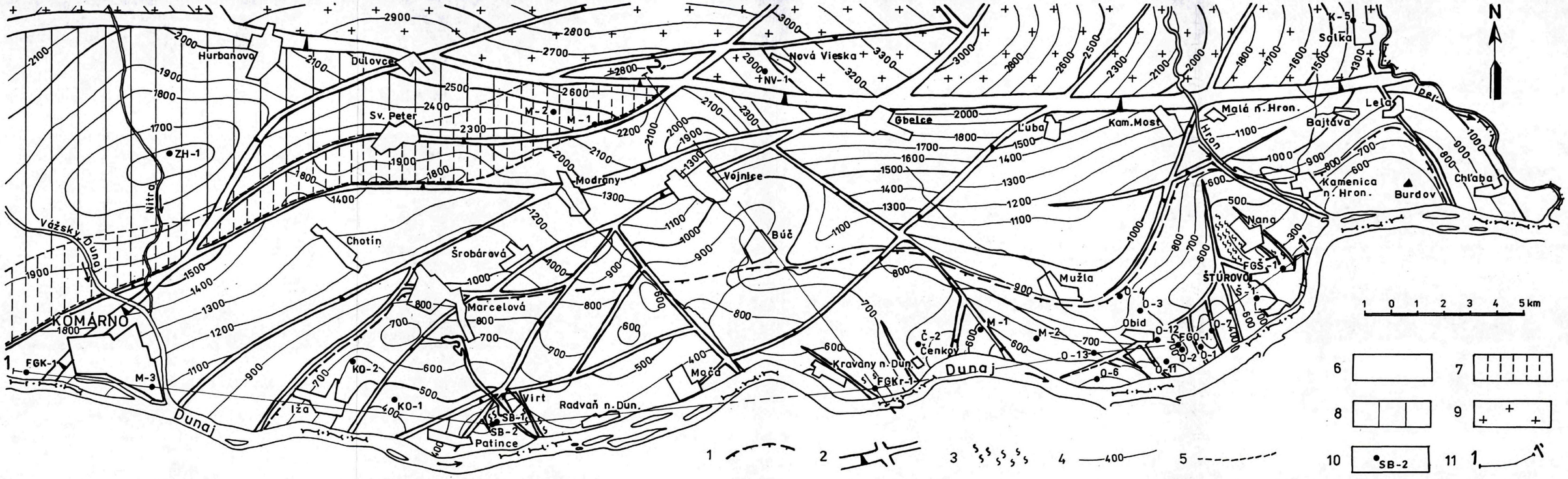
ZÁPADNÉ KARPATY
séria
hydrogeológia a inžinierska geológia 10

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v roku 1992.

Vedecký redaktor: RNDr. VLADIMÍR HANZEL, CSc.
Zodpovedná redaktorka: Ing. JANA HRTUSOVÁ
Jazyková redaktorka: ALENA ADAMÍKOVÁ
Technická redaktorka: GABRIELA ŠIPOŠOVÁ

Vytlačila Kníhtlačiareň Svornosť, spol. s r.o., Bratislava.
Vydavateľské oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21.
Tem. skup. 03/9. Náklad 550 ks. Rozsah AH 17,55, VH 17,83 Cena viaz. Kčs 65,—

**ISBN 80-85314-16-9**




Obr. 1 Tektonická mapa kriedového podložia komárňanskej kryhy (O. FRANKO—S. HALMEŠOVÁ —A. REMŠÍK—L. ZBOŇIL, 1984)
Vysvetlivky: 1a — komárňanská okrajová kryha, 1b — komárňanská vysoká kryha, 2 — zlomové línie, 3 — drvené zóny v karbonátovom podloží, 4 — izohypsy hĺbok karbonátového podložia na základe geofyziky, 5 — predpokladané litostratigrafické hranice, 6 — trias-jura (karbonáty), 7 — perm (arkózové a drobové pieskovce), 8 — devón (vápence a lydity), 9 — kryštalinikum, 10 — vrty, 11 — línia hydrogeotermálneho rezu